

岩石鋇物鋇床学会誌

第 四 十 一 卷 第 三 号

昭和三十三年 六 月 一 日

研 究 報 文

- 閃亜鉛鋇に伴う Cu-Fe-S 系鋇物の離溶共生 (I) {松 隈 寿 紀
宮 久 三 千 年
日高国幌満川流域の二、三の含堇青石岩 浅 井 宏
南部日高帯猿留川地方の片麻岩類 外 崎 与 之
北海道北見国沼ノ上鋇山の鋇脈について、特に母岩の
変質との関係 大 村 宏

会 報

昭和 31 年度 会計決算及び 昭和 32 年度 会計予算、臨時評議員会、昭和 32 年度
日本岩石鋇物鋇床学会役員候補者の推薦について、合同秋季講演会予告

抄 録

- 鋇物学及び結晶学 閃亜鉛鋇の表面構造 外 7 件
岩石学及び火山学 North-West Jersey にみられる接触現象 外 4 件
金 属 鋇 床 学 硫鉄ニッケル鋇と磁硫鉄鋇の共生 外 3 件
石 油 鋇 床 学 Persian Gulf 油帯の意義 外 4 件

東北大学理学部岩石鋇物鋇床学教室内

日本岩石鋇物鋇床学会

会 報

昭和 31年度 会計決算及び 昭和 32年度 会計予算 昭和 31年度 本会々計決算及び 昭和 32 年度 会計予算を次の通り報告します。

昭和 31年度 会計決算

収 入 の 部		支 出 の 部	
会 費 収 入	312,366円	出 版 費	335,656円
別 刷 代 収 入	19,457	別 刷 出 版 費	22,522
バックナンバー代収入	6,660	備 品 費	29,510
雑収入(寄附金を含む)	10,855	通 信 郵 送 費	34,682
文 部 省 研 究 成 果 } 刊 行 費 (交 付 金) }	70,000	事 務 雑 費	6,107
前 年 度 繰 越 金	64,883	会 議 費	500
		繰 越 金	55,244
計	484,221円	計	484,221円

尚総会(昭和 31年 10月開催) には日本鉱物学会及び日本鉱山地質学会と合同講演会を行ない、その費用は、寄附及び広告代により賄われた。

昭和 32年度 会計予算

収 入 の 部		支 出 の 部	
会 費 収 入	320,000円	出 版 費	360,000円
別 刷 代 収 入	27,000	別 刷 出 版 費	27,000
バックナンバー代収入	6,000	備 品 費	7,000
雑 収 入	5,000	通 信 郵 送 費	42,000
文 部 省 研 究 成 果 } 刊 行 費 (交 付 金) }	7,000	事 務 雑 費	15,000
前 年 度 繰 越 金	55,244	総 会 費	20,000
		会 議 費	5,000
		予 備 費	7,244
計	483,244円	計	483,244円

臨時評議員会 昭和 32年 4月 7日(日) 正午より東京教育大学に於て渡辺万次郎会長議長となり臨時評議員会を開いた。

出席者 渡辺万次郎会長、石井清彦、鈴木醇(代渡辺会長)、坪井誠太郎各幹事、片山信夫、久野久、柴田秀賢、柴田莊三(代渡辺会長)、須藤俊男、末野悌六、滝本清(代渡辺会長)、竹内常彦、西沢章三郎、原田準平、吉村豊文、渡辺新六(代渡辺会長)、渡辺武男各評議員。

議事 各執行委員より次の報告が行われた。(1) 会則その他について昭和 31年度の経過報告 (2) 昭和 31年度会計報告 (3) 編集に関する報告、(4) 会員に関する報告 (5) 図書に関する報告。

次いで議題に入り次の審議を行った。

1. 新会員承認の件
2. 特別会員募集の件

研究報文

閃亜鉛鉱に伴う Cu-Fe-S 系鉱物の離溶共生 (I)*

Exsolution intergrowths of the marmatite and the Cu-Fe-S system minerals from Kyushu, Japan (I).

松 隈 寿 紀 (Toshinori Matsukuma)**

宮 久 三千年 (Michitoshi Miyahisa)**

序

先に筆者らの一人 宮久三千年¹⁾ は尾平鉱山附近の多くの硫化物鉱床に産するマーマタイト質閃亜鉛鉱中に離溶する黄銅鉱斑点には更にキューバ鉱, ヴァレリー鉱等の Cu-Fe-S 系鉱物が分裂離溶することを明らかにし, この種の閃亜鉛鉱の産地は今後も多数追加されるであろうと暗示した。キューバ鉱については既に中村威²⁾ によつて河山鉱山に発見され, 又その後岩手県龜山鉱床より竹内等³⁾ が報告したが, このような2段離溶による共生は九州各地の閃亜鉛鉱について研究を継続したところ 尾平鉱山附近のみならず更に多数の同様な共生体を相次いで確認し, その上全く同様な状態において斑銅鉱—黄銅鉱の離溶共生体の存在も明かにすることができた。これらの閃亜鉛鉱を多数の産地を通じて顕微鏡的観察を行つた結果特異な種々の離溶組織の存在が得られるのみならず, それぞれの離溶共生体相互の間には成因的に深い関連性があり, その現出状態と閃亜鉛鉱の離溶組織 (離溶磁硫鉄鉱, 黄銅鉱の分布状態, 形状, 大きさ, 量等) との間にも規則正しい関係が存するものと解され, Cu-Fe-S 系鉱物の生成条件を知る上に興味ある観察をすることができた。

閃亜鉛鉱とその離溶共生体

閃亜鉛鉱中には微粒斑点状の黄銅鉱, 時には磁硫鉄鉱がほぼ閃亜鉛鉱の結晶学的方位に沿い配列することは, その鉱石が低温性, 高温性に拘らず極めて普遍的に観察されるところで, その多くは離溶組織であると解されている。

尾平鉱山周辺の諸鉱床より, 既に宮久が論じたように, その微少黄銅鉱斑点は単一鉱物よりなるものではなく, 明らかに離溶組織と解されるキューバ鉱, ヴァレリー鉱の共生していることが認められ, その生成は竹内常彦・南部松夫等の指摘する2段離溶によるもので

* 1955年度地下資源関係学会合同秋季大会において講演。

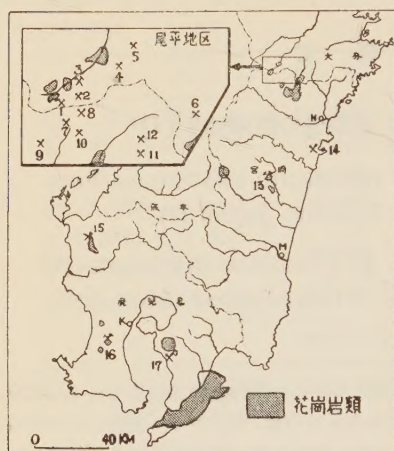
** 九州大学工学部採鉱学教室

1) 宮久三千年: 九大工学集報, **25**, 51~54, 1952.

2) 中村威: 地質, **55**, 159, 1949.

3) 竹内常彦, 南部松夫, 岡田広吉, 鈴木勝: 選研彙, **184**, 214~220, 1953.

第1図 九州外帯第三紀花崗岩類と
Cu-Fe-S系鉍物の共生組織を有する鉍床
の分布図



- 1 尾平銅砒脈 2 尾平大炊 3 蔵内尾平
4 豊栄九折 5 豊栄勇力鶴 6 新木浦
7 中野内 8 長谷 9 土呂久 10 萱野
11 見立大炊 12 見立本鍾 13 松尾
14 富高 15 出水 16 西錫山 17 新城
N 延岡 M 宮崎 K 鹿児島

ある。本研究には九州外帯の花崗岩質火成岩に成因的關係を有する鉍床に産する閃亜鉛鉍を使用した。閃亜鉛鉍はいずれも肉眼的に黒色を呈し、透過光線では暗赤半透明～黒色不透明、反射光線では暗褐～暗赤色の内部反射(油浸系)を示す Feに富むマーマタイト質閃亜鉛鉍である。その内部には小滴状、紐状、レンズ状、葉片状、懸滴状、多角形状等大小種々の形態を示す微小磁硫鉄鉍、黄銅鉍を包有し、これらの大半は離溶によつて閃亜鉛鉍より分離したと考えられるものである。その微小体を充分高倍率で観察すれば、次のような鉍物の間に、それぞれ特徴的な規則正しい離溶組織が認められる。

- 1 斑銅鉍—黄銅鉍
- 2 黄銅鉍—ヴァレリー鉍
- 3 黄銅鉍—キューバ鉍
- 4 黄銅鉍—磁硫鉄鉍

斑銅鉍についてはこゝに言及するまでもないが、ヴァレリー鉍、キューバ鉍は Cu-Fe-S系鉍物として高温性鉍床の特徴的存在として、従来その産出

は比較的稀であつた。

ヴァレリー鉍は 1940年 渡辺武男¹⁾ が朝鮮笏洞金山にその産出を報告して本邦に紹介され、立見辰雄²⁾ が槇峯鉍山に宮久が尾平附近に、更に竹内・南部³⁾ が赤金鉍山に発見して漸くその共生關係や成因が明らかになつてきた。竹内・南部は成因的に次の如く分類し、

- a) 鉍液より直接晶出したもの
- b) 離溶によるもの
- c) 反応縁鉍物として存在するもの

その反射顕微鏡的性質を詳述した。これに対して筆者等の観察を補足するならば次の如くであつて、如何なる微小体であつても他鉍物との識別も可能である。

- a) 色及び反射多色性については全く同様である。

1) 渡辺武男：岩鉍, 24, 157~164, 1940.

2) Tatsumi, T: Sci. Rept. Coll. General Education Univ. Tokyo, 3, 81~113, 201~247, 1953.

3) 竹内常彦, 南部松夫：岩鉍, 38, 213~217, 1952.

b) 劈開：不明である。

c) 異方性：非常に特徴的である。反射多色性において最明の時直交ニコル下では暗灰色を呈し、右に 45° 回転した時には最も明るい赤黄色～クリーム黄色に強く輝き、 90° の位置では暗灰色となり消光し、 135° においては青灰色となつてやゝ明るくなる。更に 180° 位には暗褐色に転じ、 225° 位に達して再び 45° 位と同様な最明位となる。これは反射多色性の最明位と最暗位が直交ニコル下で暗色となり、その中間の 45° 位において明色となるが、 $+45^\circ$ 位に最明の暖色を呈し、 -45° 位に寒色の明位となつて、4回消光をするのである。この寒色の明位は消光位と明るさの差が小であるために、宮久はさきにこれを誤つて 2回消光とし、かゝるヴァレリー鉱をキューバ鉱 B とした。こゝに宮久のキューバ鉱 B はヴァレリー鉱に一致することを明記し、訂正をしたい。多色性、異方性と伸長方向との間には必ずしも一致するとう関係は認められない。

キューバ鉱はヴァレリー鉱よりも多くの産地が知られ研究報告も少くない。詳細な実験的研究も行われている。竹内・南部は

- 1) 直接晶出, 2) 離 溶 a) 1 段離溶 b) 2 段離溶
- 3) 接触變成, 4) 反応縁鉱物をなすもの

に分類したが、本研究のキューバ鉱はその 2-a に相当し、顕微鏡的性質については従来の記載に等しい。

斑銅鉱—黄銅鉱の離溶組織

斑銅鉱と黄銅鉱の離溶組織は銅鉱石中に比較的普遍的に現れるのでその研究も少くない。本研究に認められるこの組織は、斑銅鉱の生地中にレンズ状葉片の黄銅鉱が格子状に交叉し、葉片は直交或いは 60° に近い角度で交わり、交叉部では一方の葉片が細くなつて交わる。葉片の長さは 30μ 、巾は 5μ 以下、微細片は巾 1μ 以下の狭小なものである。一共生体内に大小の葉片が混在し、離溶生成物が細粒であるほど組織も微細である。格子はレンズ状をなすものが最も多く、時には線の太い直線状に移化することがあるが完全な直線となることはない。

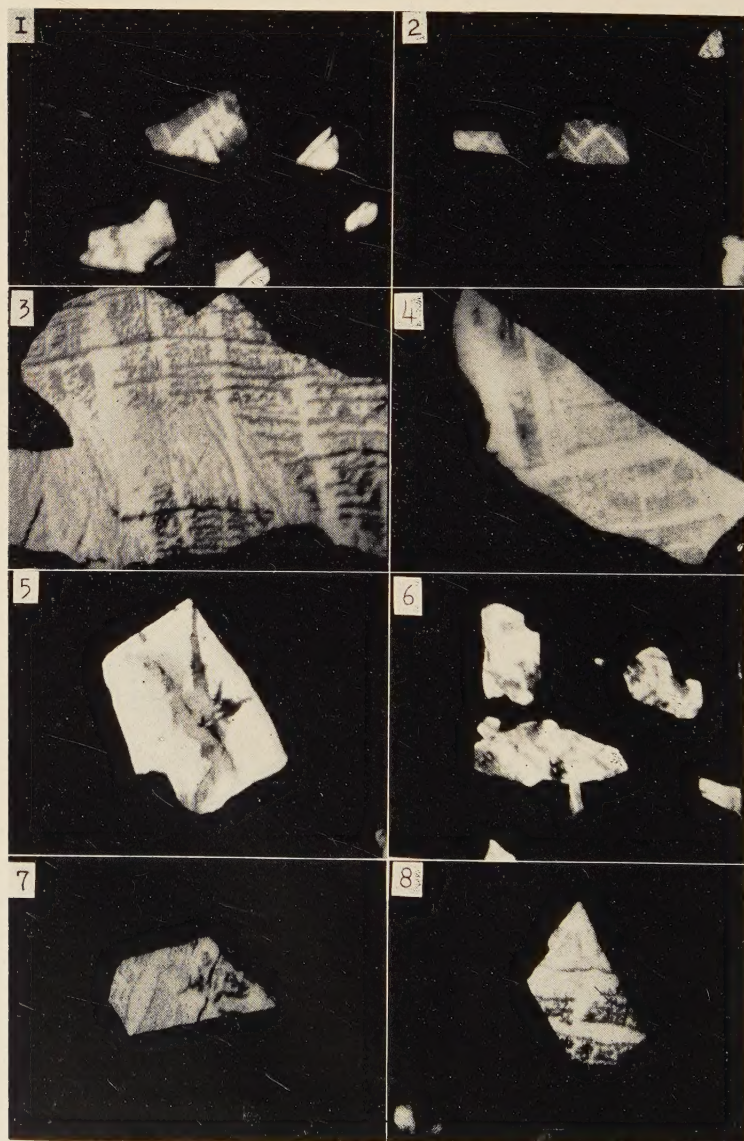
黄銅鉱—キューバ鉱の離溶組織

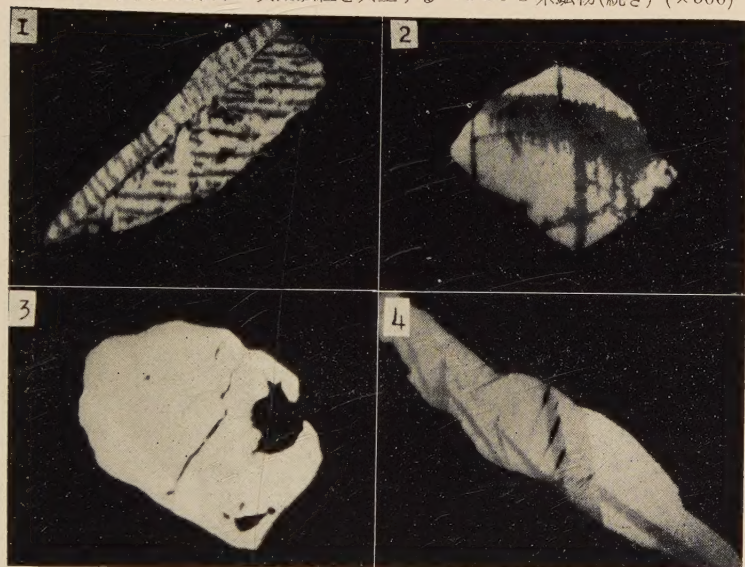
両鉱物の共生体は黄銅鉱中に直線的なキューバ鉱葉片が走るのであるが、離溶粒の大部分をキューバ鉱が巾広く占めて、黄銅鉱の部分が極めて狭くなることも少くない。薄葉片が平行縞状を呈するものは稀である。尾平大吹坑には長さ 200μ 、巾 10μ の狭長なキューバ鉱が僅かな黄銅鉱を伴うことがあつて、巾に比して長大であると共に、粒状黄銅鉱より脈状、紐状黄銅鉱に存在する。見立大吹鉱床では巾広く、伸長方向に短い方状をなすことが多く、産地によつてその組織が異なる。時に葉片が交叉する格子状もあるが稀である。他の産地においてもほぼ見立大吹型に近いものが多い。

黄銅鉱—ヴァレリー鉱の離溶組織

この離溶組織は黄銅鉱粒中にヴァレリー鉱が包有されるのであるが、懸滴状、蠕虫状の極微粒ヴァレリー鉱が密集して微文象状構造を示す規則正しい配列をなすものと、配列が不規則であるか形状不定の包有物として存在するものとがある。しかし両者の反射顕微鏡的性質には変化は認められない。

前者は特に 1 方向に長く脈状に走るものと、これに直交する方向に伸長するより短い微

第2図 鉄閃亜鉛鉱中の黄銅鉱粒と共生する Cu-Fe-S 系鉱物($\times 500$)

第3図 鉄閃亜鉛鉱中の黄銅鉱粒と共生する Cu-Fe-S 系鉱物(続き) ($\times 500$)

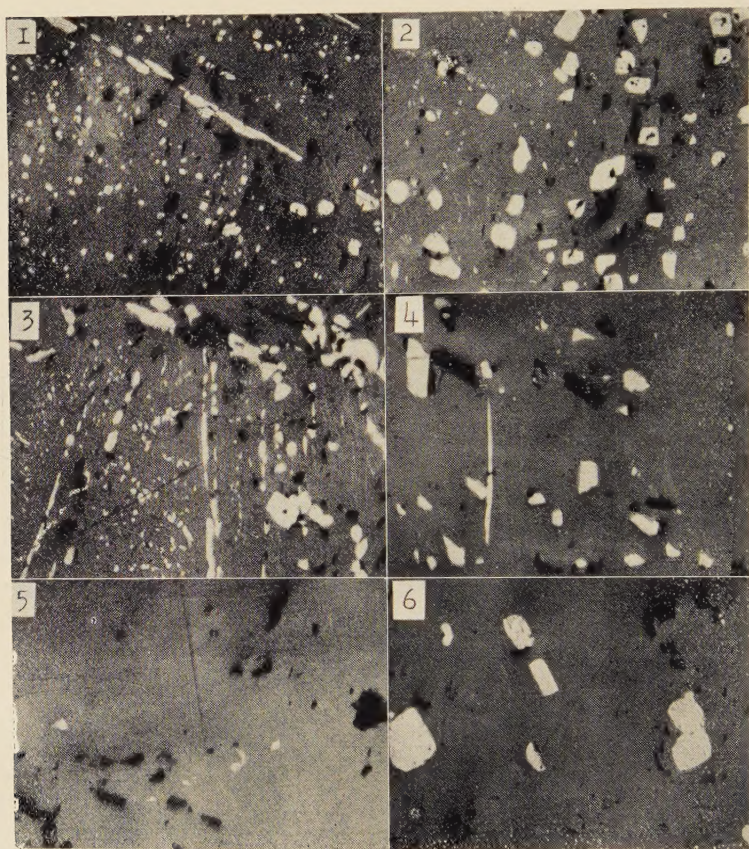
- 1: 黄銅鉱粒の伸長方向に平行な接合面によって光学的方位を異にした2群の文象状ヴァレリー鉱
- 2: 微細ヴァレリー鉱が集合して比較的広い部分を占める
- 3: 黄銅鉱粒中の幅広いキューバ鉱
- 4: 同じく葉片状〜縞状キューバ鉱

粒のコンビネーションによって示される規則正しい配列をなすが、その両者の反射多色性異方性による光学的方位は常に等しい。しかし1つの黄銅鉱粒中にはこのコンビネーションと更に他の方位にあるコンビネーションが混在し、その接合面は恰かも双晶の如くにある平面をなし、接合面は黄銅鉱粒の伸長方向に平行することが多い(第3図1)。時には同一方位にあるものでも脈状に斜交することがある。

後者は同様な形をした微粒ヴァレリー鉱が全く不規則な配列方向を示して存在するので時に不完全な放射状、樹枝状、格子状を呈することがある。

第2図 説 明

- 1, 2: 斑銅鉱(暗灰色) — 黄銅鉱格子状共生(白色部は黄銅鉱, 黒色部は鉄閃亜鉛鉱以下同じ)
- 3: 典型的な微文象状ヴァレリー鉱(暗灰及び灰色)
- 4: 斑銅鉱より変化したことを示す *moiré appearance* のヴァレリー鉱
- 5: 磁硫鉄鉱(中心の灰色部)とヴァレリー鉱(暗灰色部)の共生
- 6: 黄銅鉱粒中の不規則状ヴァレリー鉱
- 7, 8: 1つの黄銅鉱粒子中に光学的方位を異にするヴァレリー鉱の2つのコンビネーション

第4図 鉄閃亜鉛鋳——黄銅鋳離溶共生 ($\times 80$)

1: 尾平鋳山大吹鋳床, 2: 見立鋳山大吹鋳床, 3: 西錫山鋳山, 4: 松尾鋳山,
5: 新城鋳山, 6: 新木浦鋳山

ヴァレリー鋳の配列の如何に拘らず充分に注意して観察するならば、微文象構造の場合、その強調される脈状ヴァレリー鋳はこれに直交する短いヴァレリー鋳に平行な伸長方向を有する微粒が連珠状に接した集合形であり、不規則型のものも同様に連珠状の集合形の密度が不定であることがわかり、異方性等による光学的方位がこれらの一群のヴァレリー鋳等にひとしいのはこれがためによるのである。

比較的粗粒な黄銅鋳粒 (約 20μ 以上) 中のヴァレリー鋳は微文象状を呈するものは極めて微細な蠕虫状粒であるが、不規則型のものにはこれに比して著しく肥大することが多く、見立大吹においては粒の大半を占め、黄銅鋳部が狭小となることがある。黄銅鋳細粒においては配列の差を認めることは困難であり、いずれも極めて微粒のヴァレリー鋳が散

在するにすぎない。

微文象共生における著しい組織的特質として、一つの粒中にヴァレリー鉱を特に多く生じている部分と、少いか全く含まぬ部分とが明瞭に分けられることがある。後者の部分に注意すれば斑銅鉱—黄銅鉱の格子状構造の黄銅鉱部に似たレンズ状を呈する形態を示し、時には格子状交叉の明かなことがある。これを斑銅鉱—黄銅鉱格子と比較すれば、斑銅鉱部は黄銅鉱とヴァレリー鉱の局所的な微文象組織に、黄銅鉱部はそのまま黄銅鉱に変化したと解される。即ち同一粒中に

斑銅鉱→黄銅鉱+ヴァレリー鉱

黄銅鉱→黄銅鉱

の変化を生じたものであり、少くも微文象状共生体の原組織は斑銅鉱—黄銅鉱であると考えられる。閃亜鉛鉱中の極めて接近する離溶粒（間隔 10~30 μ ）には斑銅鉱—黄銅鉱粒、他はヴァレリー鉱組織の粒が相隣ることがあり、又同一粒中に半ばを斑銅鉱格子、他半を黄銅鉱—ヴァレリー鉱に占められる両組織の共生体が認められることがある。そのヴァレリー鉱の微文象状組織は他に比較して甚だしく繊細である。

また斑銅鉱組織の明瞭な微文象状ヴァレリー鉱はその粒が微細であるが、時にはヴァレリー鉱は粒としては認められず、アノルソクレースのモヤモヤ *moiré appearance* に似た不鮮明な状態となることがある。

磁硫鉄鉱の共生

磁硫鉄鉱は通常黄銅鉱と遊離して、閃亜鉛鉱中に単独に存在するが、黄銅鉱に共生することも少くない。両者間には特殊な組織はないが不規則な細粒として黄銅鉱中に包有されるものは黄銅鉱—磁硫鉄鉱の離溶によると考えられる。このような粒中に磁硫鉄鉱とキューバ鉱或いはヴァレリー鉱が共生することがあるが、両者の形状より磁硫鉄鉱の生成は他より早期に行われたと考えることができる。斑銅鉱と直接隣することは認められない。

閃亜鉛鉱の産地と鉱床

上記の離溶共生を有する閃亜鉛鉱の産地は先に宮久によつて尾平鉱山周辺に多数報告されたが、その後更に九州外帯の第3紀初~中期に貫入する花崗岩質酸性火成岩に伴う鉱床群に観察することができた。この地域以外の産地も明らかになったものもあるが、これら外帯の諸鉱床はいずれも鉱床学的に尾平式鉱床として1つの鉱床区を形成する特徴ある鉱床であるので、本研究においてはこれに限定して論ずることとした。その産地は下記の通りである(第1図)。

大分県大野郡緒方町三菱尾平鉱山銅砒脈

“ “ “ “ 大炊鉱床

“ “ “ “ 蔵内尾平鉱山1号鉱床

“ “ “ “ 豊栄鉱山九折鉱床

“ “ “ “ 勇力鶴鉱床

“ “ “ “ 南海部郡宇目村新木浦鉱山大谷鉱床

宮崎県西臼杵郡戸村登尾鉱山中野内鉱床

“ “ “ “ 長谷鉱床

“ “ “ “ 土呂久鉱山

"	"	"	萱野鉍山
"	"	"	見立鉍山大吹鉍床
"	"	"	見立本鍾
"			日向市富高鉍山
"			児湯郡東米良村松尾鉍山
			鹿児島県出水郡出水町出水鉍山
"			鹿児島郡谷山町西錫山鉍山
"			肝属郡新城村新城鉍山

上記の鉍床中、大分県及び宮崎県西臼杵郡の諸鉍床は宮久の尾平鉍床区に属する鉍床群の一部として、その地質鉍床の概要は幾多の報告によつて明らかなように¹⁾、すべて古生界、中生界、祖母山火山岩類を貫く尾平酸性貫入岩類（その貫入時期は恐らく中～上部中新世）に伴つて生成された気成～熱水鉍床で、一部は接触交代、他は鉍脈型鉍床である。

富高、松尾鉍山

この鉍床は宮崎県中央部に広く分布する中生界（四十万層群）と、これを破り溢流する尾鈴山石英粗面岩、或いは小岩株、岩脈として貫入する小丸川酸性火成岩等の地質よりなる地域にあつて、松隈の尾鈴鉍床区に属する。尾鈴山石英粗面岩は祖母山火山岩類に、小丸川酸性火成岩は松尾花崗岩とこれに伴う花崗斑岩～石英斑岩質脈岩として尾平酸性貫入岩に対比することが最も適當である。松尾鉍床²⁾は松尾花崗岩とその中生界との接触部を切る砒鉍脈、富高鉍山³⁾は小丸川酸性火成岩に属する石英斑岩に近い中生界中の磁硫鉄鉍—黄鉄鉍—石英脈として共に小丸川酸性火成岩に伴う鉍床と考えられている。

新城鉍山

本鉍床は大隅半島中部の時代未詳層群（中生界又は古第三系）を貫く高隈山花崗岩を中心とするペグマタイト質鉍床、W-Mo-Sn, W-Bi-Au, Cu-Pb-Zn-As-S, Sb-As-Au-Ag 鉍床等の諸型式が帯状配列をする高隈鉍床区の1員として、同岩体の南縁の南2kmに位置する⁴⁾。

西錫山鉍山

本鉍床は鹿児島湾を隔て、時代未詳中生界とこれに貫入する小岩株状の錫山花崗斑岩に伴う、主に水成岩中を走る鉍脈、網状鉍床として錫石をはじめ多種の硫化物を産する錫山鉍床区に属する。

出水鉍山⁵⁾

本鉍床は中新世とされる紫尾山花崗岩に貫かれる中生界中の鉍脈として錫鉛鉍を産する。

以上の各鉍床はいずれも九州外帯の第三紀初～中期の花崗岩質貫入岩に成因的關係のある鉍床群であり、尾平鉍床区が特にスカルンに富む接触交代鉍床が多く、高隈鉍床区がペグマタイト質石英脈を有して高温深成型鉍床であると共に、鉍化作用末期には同一場所に重なつて低温性鉍物を晶出するテレスコープ化鉍床となり、或いは貫入岩体を中心とし

1) 宮久三千年：地球科学，23，15～24，1955.

2) 松隈寿紀：地質，58，335，1952.

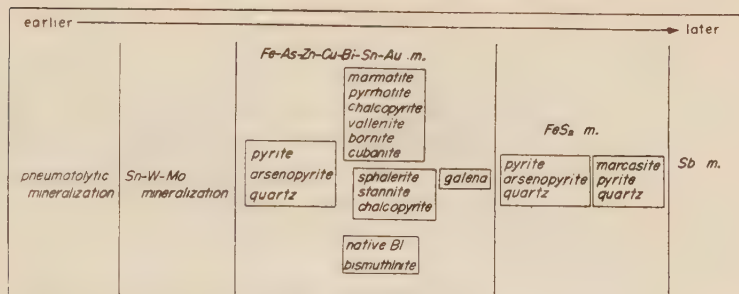
3) 宮崎県の地質と地下資源，宮崎県，1955.

4) 木下亀城，宮久三千年：鹿児島県企画室資料，1～27，1953.

5) 若林健介：九大理学部卒論手記，1953.

て水平的に帯状分布をなして低温浅成鉱床に到るまでを包含する複雑な鉱化作用に伴うものであつて、その地質学的、鉱床学的事実よりすべて尾平式鉱床として総括することができる共通性を有する。

第 5 図 尾平式鉱床の鉱化作用及び鉱物の晶出順序



これら鉱化作用を時間的、垂直的並びに水平的に配列するならば第 1 表の如く総括され、個々の鉱床によつて順序の変更、一部の欠除をまぬがれないが、殆ど常に規則正しく行われている。その鉱化作用を大別して

- 1) Pneumatolytic mineralization
- 2) Sn-W-Mo mineralization
- 3) Sulphide mineralization

に分かれ、第 1 期は多く石灰岩に対してはスカン化作用を行い、貫入岩体周辺に気成鉱物（主に電気石）を形成する。第 2 期は気成～高温熱水期に亘り錫石等の金属鉱物を生成し、第 3 期に至り多量の硫化物を沈澱するに至る。その初期は黄鉄鉱、硫砒鉄鉱等の鉄を主とする硫化物の高温熱水時代にして主題の閃亜鉛鉱は磁硫鉄鉱、黄銅鉱と共にこれらに引きつゞく深一中熱水期に晶出している。

日高国幌満川流域の二、三の含堇青石岩*

Some cordierite bearing rocks bordering the Horoman river
in the southern Hidaka metamorphic zone.

浅井 宏 (Hiroshi Asai)**

Abstract: In this paper the writer presents some considerations of the genesis of some cordierites in the cordierite bearing biotite migmatite

* 日本地質学会年会講演, 1956.

** 北海道学芸大学地学教室

and in the biotite bearing spinel cordierite oligoclase and in the garnet bearing cordierite hypersthene biotite gneiss as well.

The cordierite occurs as a product between the sheared porphyroclast of the plagioclase and the younger biotite which concentrates at the mechanical movement in the later stage of formation of every metamorphic rock.

1. ま え が き

日高変成帯南部の二、三の堇青石を含む岩石について、堇青石の生成する機構を述べる。御討論をいただいた北海道大学市橋三男、橋本誠二両助教授、北海道地下資源調査所斎藤昌之課長をはじめ多数の日高変成帯研究グループの方々、また終始変らぬ御指導をいただいた北海道大学鈴木醇、石川俊夫両教授に厚く御礼申上げる。研究に使用した経費の一部は、文部省自然科学研究費交付金、開発庁、北海道地下資源調査所、工業技術院地質調査所北海道支所、北海道庁科学研究費交付金の御援助によるもので、ここに明記して深甚の謝意を表する次第である。

2. 含 堇 青 石 岩 の 産 状

こゝに述べる含堇青石岩は、(1) 含堇青石—黒雲母ミグマタイト、(2) 含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩、含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩、(3) 含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩、含堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩で、いずれも日高国幌満川流域に産し、(1) はパンケトチキサツ川中流の黒雲母ミグマタイトの一部に、(2) はオビラルカオマツ川とパンケトチキサツ川との交流点附近の斜方輝石—黒雲母—斜長石片麻岩のなかにあるプール状の優白岩に、(3) は同じ地点の斜方輝石—黒雲母片麻岩のなかに見られる岩石である(第1図a)。

(1) 含堇青石—黒雲母ミグマタイト

本岩石の産する附近の踏査図を第1図bに示した。この岩石は黒雲母—斜方輝石ミグマタイト及び黒雲母—カミングトン角閃石ミグマタイトと共に一つの岩体をつくつていて、褐色角閃石—斜長石片麻岩、斜方輝石—褐色角閃石—斜長石片麻岩の間にはさまり、南北方向で急傾斜の弱い片理があり、多数の塩基性細粒岩及び黒雲母密集塊を包有している。この包有岩石のうちで後者の黒雲母密集塊と密接な関係をもつて堇青石が形成せられている。

(2) 含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩、含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩

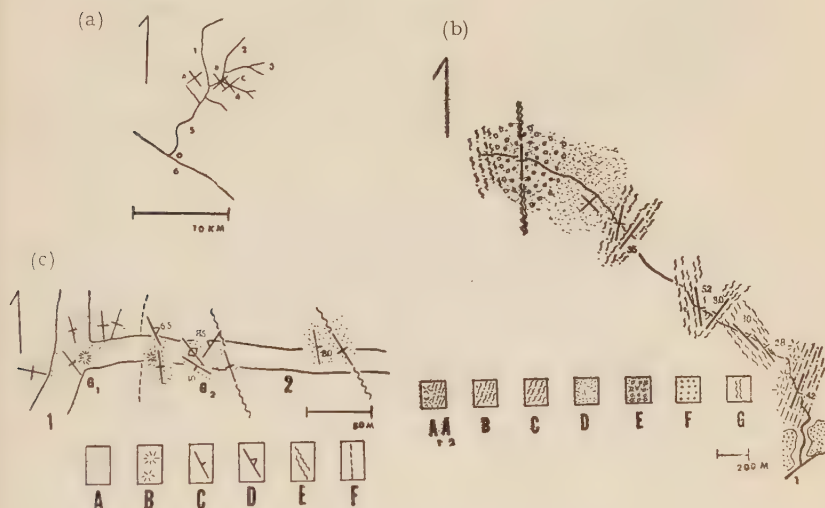
本岩石の産出する附近の踏査図を第1図cに示した。本岩石は、図示の如く諸種の斜方輝石を含んだ片麻岩類が縞状構造を示し、部分的に塩基性メタプラスティック岩¹⁾が分布しているがそれらの片麻岩類のうちで斜方輝石—黒雲母—斜長石片麻岩のなかに第2図aに示した如く、プール状の優白質灰曹長石岩が脈岩状にあらわれている。堇青石は、この灰曹長石岩に淡青緑色のクロツトとなつて産している。注意すべきはこのクロツトは、第2図bの如く、すぐその周囲の含カミングトン角閃石—黒雲母—斜長石片麻岩の黒雲母の多い片理の延長か、またはその延長線上にあつて、堇青石、黒雲母、スピネルの小レンズ状の密集塊である。

1) 浅井宏：地質，62，177～188，1956.

- (3) 含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩, 含堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩

本岩石の産出する附近の踏査図を (2) の岩石の産出する附近の踏査図 (第 1 図 c) で示した。斜方輝石—黒雲母片麻岩のなかに堇青石が散点する。

第 1 図

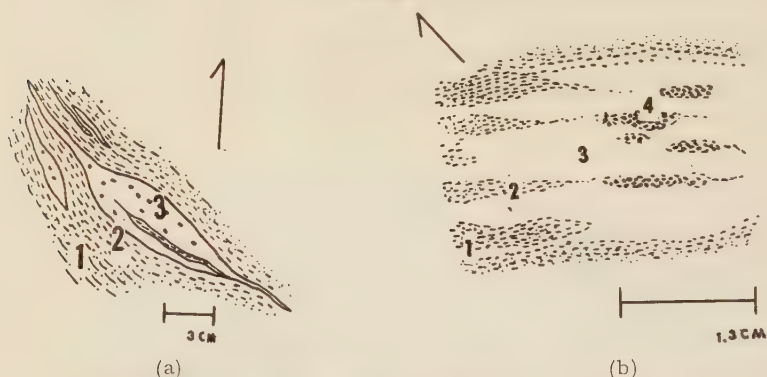


- (a) 含堇青石岩の産地(×印); 1 パンケトチキサツ川, 2 ペンケトチキサツ川, 3 キリブネイ川, 4 オビラルカオマツ川, 5 幌満川, 6 幌満, A…含堇青石—黒雲母ミグマタイト, B…含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩又は含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩, C…含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩又は含堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩の産地。

- (b) 含堇青石—黒雲母ミグマタイトの産地附近の踏査図; A₁…淡褐色角閃石—斜長石岩, A₂…淡褐色角閃石—斜長石片麻岩, B…褐色角閃石—斜長石片麻岩または斜方輝石—褐色角閃石—斜長石片麻岩, C…斜長石変晶黒雲母片麻岩, D…含堇青石—黒雲母ミグマタイト, E…黒雲母—斜方輝石ミグマタイトまたは黒雲母—カミングトン角閃石ミグマタイト, F…段丘堆積物, G…破碎帯, 1…パンケトチキサツ川, X…ミグマタイト中の堇青石, 黒雲母クロットの多い場所。

- (c) 含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩, 含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩(G₁) および含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩(G₂)の産地附近の踏査図; A…含堇青石—黒雲母—斜方輝石—斜長石片麻岩, 黒雲母—斜方輝石—斜長石片麻岩, 斜方輝石—黒雲母—斜長石片麻岩, 斜方輝石—斜長石片麻岩, 斜方輝石—黒雲母片麻岩及び含黒雲母—褐色角閃石—斜方輝石—斜長石岩, B…塩基性メタプラステック岩, C…片理の走向, 傾斜, D…節理の走向, 傾斜, E…破碎帯, F…道路, 1…パンケトチキサツ川, 2…オビラルカオマツ川。

第2図



(a) 斜方輝石—黒雲母—斜長石片麻岩の中の含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩, 含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩の産状(平面図); 1…斜方輝石—黒雲母—斜長石片麻岩, 2…含カミングトン角閃石—黒雲母—斜長石片麻岩, 3…含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩, 含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩。

(b) 含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩, 含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩のスケッチ(平面図); 1…斜方輝石—黒雲母—斜長石片麻岩, 2…含カミングトン角閃石—黒雲母—斜長石片麻岩, 3…灰曹長石岩, 4…含黒雲母—スピネル—堇青石または含黒雲母—堇青石のクロツト。

3. 岩 質

(1) 含堇青石—黒雲母ミグマタイト

本岩は粗粒なグラノブラステック構造及び眼球状構造を示す黒灰色の岩石である。斜長石(36.4%), 石英(27.6%), 黒雲母(26.8%), 磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 磁硫鉄鉱(5.8%), 堇青石(2.7%), 無色雲母, シルコンおよび燐灰石(0.7%) からできている。堇青石は, 眼球状構造を示している部分の黒雲母密集塊の部分に生じている。眼球状構造の部分は, 斜長石斑状残晶とその間を填めて, 基質になつている石英, 黒雲母, 斜長石の集りから主に構成される。

斜長石: 斑状残晶斜長石は, An_{26} , An_{27} , An_{28} , An_{29} を示す。内部に細粒黒雲母及び鉱石類を包有する。基質の斜長石は, An_{23} , An_{24} , An_{25} , An_{27} , An_{28} を示す。また An_{56} 内外の塩基性の斜長石が見られる(第3図c)。

石英: いづれも斜長石斑状残晶の間をうずめて細粒である。部分的にこの石英のみが密集する。

黒雲母: 斑状残晶斜長石の内部に粒状化されて包囲されるもの(前期黒雲母)と斜長石の外側にこれを取りまいている黒雲母(後期黒雲母)がある。本岩の黒雲母は大部分この後期黒雲母である。この後期黒雲母は斜長石の斑状変晶が形成した後に晶出したものである。またこの黒雲母は斜長石が圧砕されると共にその圧砕された斜長石の部分に緑泥石を形成する(第3図a, b)。

磁鉄鉱, チタン鉄鉱, 磁硫鉄鉱: 円粒状または, 微粉状で散点している。相互の関係は複雑である。

堇青石: やゝ粗粒な長方形のかどのとれた黒雲母を包みこんでいる。この黒雲母は, 堇青石の生成の際に余剰の黒雲母を内部に残したものである。前述の斜長石に包みこまれた黒雲母より大形のものが多い。また堇青石に包みこまれた黒雲母かまたは 堇青石に接する黒雲母は多色性の弱い黒雲母 ($X =$ 淡黄色, $Y \approx Z =$ 淡黄褐色, $\gamma = 1.618 \sim 1.620$) になり, 一部は無色雲母 ($X =$ 無色, $Y \approx Z =$ わずかに淡黄色またはほとんど無色, $\gamma = 1.610 \sim 1.612$) となつている。堇青石は, よく石英を包みこんでいる。堇青石は $(-)$, $2V = 69^\circ, 82^\circ$ で $\alpha = 1.552$, $\gamma = 1.566$ となつている。堇青石は斜長石変晶又は残晶の存在すべき位置に堇青石となつて生成せられている (第3図 c)。

ジルコン, 燐灰石: ジルコンは裸出しているもの, 黒雲母と関係が深いものがある。燐灰石は堇青石の生成されている付近に見られることが多い。

上述した含堇青石—黒雲母ミグマタイトの造岩鉱物の性状から堇青石は斜長石斑状残晶の位置に, 偏圧のもとで斜長石が圧砕され, 後期の黒雲母が同時にそこに濃集し, この黒雲母が消散して, 斜長石との交互作用の結果, 堇青石が生成したものである。後期の黒雲母の消散は, 堇青石の一部にある黒雲母が次第に多色性を失つて無色雲母化していることから何うことが出来る。また余剰の黒雲母が堇青石の内部に残晶として残つている。堇青石をふくむ岩石の一部の黒雲母は, 多色性が弱くなり, 屈折率も低くなることを舟橋三男¹⁾, 加納博²⁾, 黒田吉益・山田晴雄³⁾, 黒田吉益⁴⁾ が記載してる。

(2) 含黒雲母—スピンネル—堇青石—灰曹長石岩, 含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩

本岩は, 灰白色の緻密な優白岩である。この優白岩のなかに黒雲母, スピンネル, 堇青石, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱が生じている。

構造はグラノブラステック構造を示している。

斜長石: $An_{78}, An_{79}, An_{80}$ を示す。第2図 b, 第3図 a に示した灰曹長石岩の周囲の含カミングトン角閃石—黒雲母—斜長石片麻岩のなかの斜長石は, $An_{28}, An_{30}, An_{31}, An_{32}, An_{39}$ を示す。

堇青石: 第3図 d に示した如く, 何れも周囲の灰曹長石の形をそのまま残し, 或は周囲の斜長石の形を切つて堇青石が生成せられている。また堇青石は, 黒雲母と密接な関係をもっている。堇青石 $(-)$ $2V = 50^\circ, 68^\circ, 84^\circ$, $\alpha = 1.560$, $\gamma = 1.576$ で極めて屈折率の高い堇青石である。また透明で新鮮な堇青石とやゝ緑色を帯びた堇青石は, $\gamma = 1.595$ に達し, 多色性がほとんどない。このような屈折率の高い堇青石については既に本邦では柴田秀賢⁵⁾, 舟橋三男⁶⁾ が述べ飯山敏道⁷⁾ 都城秋穂⁸⁾ が実験の結果を検討した。

1) 舟橋三男: 地球科学, **5**, 7~14, 1951.

2) 加納博: 地質, **55**, 648~649, 1949; 地球科学, **2**, 41~49, 1950.

3) 黒田吉益, 山田晴雄: 東教大地鉱研究報告, **3**, 185~195, 1954.

4) Kuroda, Y.: Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C, Geol. Miner. & Geogr. **44**, 57~80, 1956.

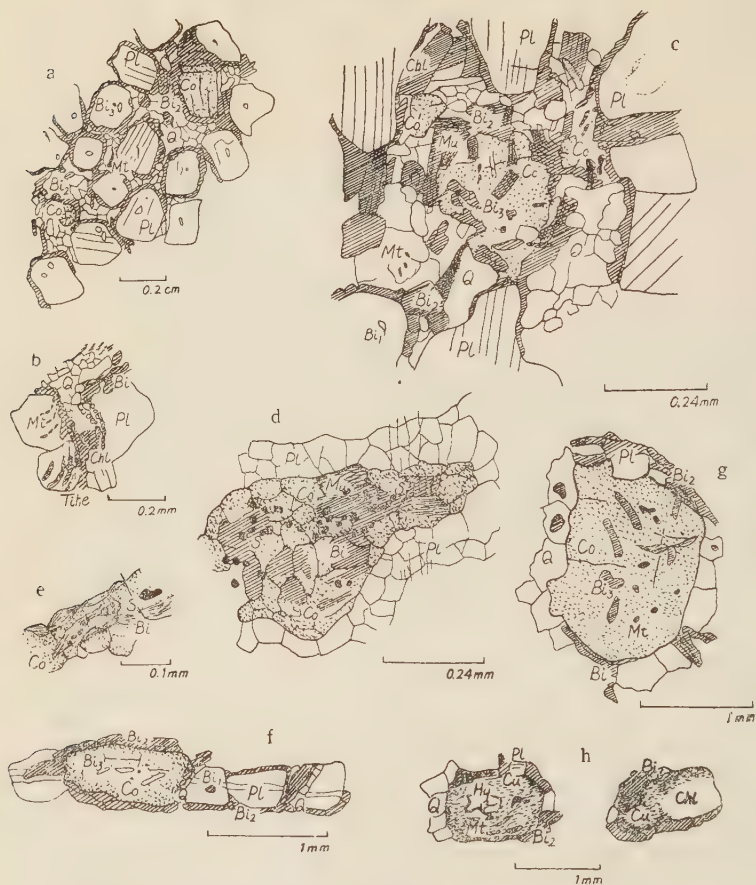
5) Shibata, H.: Jap. Jour. Geol. Geogr., **13**, 3~4, 205~227, 1936 (同論文に引用された Offret (Zeits. d. Geol. Ges., **40**, 703, 1888.) の測定した 堇青石 ($\alpha = 1.5918$, $\beta = 1.5992$, $\gamma = 1.5992$)).

6) 舟橋三男: 北大紀要, **8**, 31~61, 1948.

7) Iiyama, T.: Jap. Jour. Miner. **1**, 372~394, 1956.

8) Miyashiro, A.: Amer. Jour. Sci. **255**, **1**, 43~62, 1957.

第3図



- a: 含堇青石—黒雲母ミグマタイトの構造
 b: 含堇青石—黒雲母ミグマタイト中の斜長石
 c: 含堇青石—黒雲母ミグマタイト中の堇青石, 黒雲母クロツト
 d: 含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩
 e: 含黒雲母—スピネル—堇青石—灰曹長石岩中のスピネルの性状
 f: 含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩の堇青石の産状
 g: 含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩中の堇青石の内部
 h: 同上中のカミングトン角閃石化(左)及びカミングトン角閃石の緑泥石化(右)

Pl - 斜長石, Q - 石英, Bi₁ - 前期黒雲母, Bi₂ - 後期黒雲母, Bi₃ - 堇青石の生成の際に放出された黒雲母, Bi - 消散する黒雲母, Mu - 無色雲母, Co - 堇青石, Chl - 緑泥石, Cu - カミングトン角閃石(一部は直閃石), Hg - 斜方輝石, S - スピネル, Mt - 磁鉄鉱, 磁硫鉄鉱, チタン鉄鉱, Tihe - チタン赤鉄鉱.

黒雲母：堇青石と常に伴われていて、灰曹長石岩の部分には見られない。やゝ色の濃い黒雲母は、 $X =$ 淡黄色、 $Y \rightleftharpoons Z =$ やゝ濃い茶褐色、 $\gamma = 1.619 \sim 1.625$ 、で色の淡い黒雲母は、 $X =$ ほとんど無色、 $Y \rightleftharpoons Z =$ 淡い褐色、 $\gamma = 1.620$ となつていて部分的に無色雲母に変つている。黒雲母と堇青石との関係は、1 の岩石に述べた如き関係にあつて、矢張り黒雲母が堇青石に消化された如き性状を示している(第3図 d)。

スピネル：堇青石のなかに包みこまれていて、しかも黒雲母と密接な関係をもっている。黒雲母と共伴するスピネルは、やゝ茶褐色で黒雲母が消散し部分的に磁硫鉄鉱、磁鉄鉱を放出¹⁾している。黒雲母から離れたスピネルは、淡緑色になつている。黒雲母が交代せられてスピネルが生成したものと考えられる。このような現象については、既に野沢保²⁾が予察的に述べている(第3図 e)。

磁硫鉄鉱、磁鉄鉱：堇青石およびスピネルの密集した部分に散点する。

以上に示した造岩鉱物の性状から、灰曹長石岩が生成せられてから後に、この岩石のなかに部分的に偏圧をうけた部分(この部分は周囲の斜方輝石—黒雲母—斜長石片麻岩または含カミングトン角閃石—黒雲母—斜長石片麻岩の黒雲母の多い層理の灰曹長石岩のなかの延長方向にあたる部分である)ができて灰曹長石が圧砕され、または歪ができて周囲の黒雲母—斜長石片麻岩のなかの黒雲母が、圧砕せられまたは歪ができた斜長石の部分にいりこんで、黒雲母が再結晶し、斜長石との交互作用の結果、黒雲母は消失して部分的に無色雲母化し、堇青石を生成したものと考えられる。なほこのような堇青石の生成せられる前に先駆的現象として矢張り黒雲母が交代せられてスピネルが生成せられたものと考えられる。このような堇青石の生成機構は、堇青石岩の生じている灰曹長石岩の周囲の黒雲母—斜長石片麻岩のなかの黒雲母が $\gamma = 1.642$ を示すに反し堇青石と共存する黒雲母が $\gamma = 1.619 \sim 1.625$ で更に堇青石と共存する無色雲母は $\gamma = 1.620$ となつていることと、これに反して堇青石が異常に鉄分の多い^{3), 4), 5), 6)} といはれるものになつていることなどからも推定せられる。

(3) 含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩または 堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩

なほ、灰黒色の黒雲母の多いやゝ塊状の片麻岩で、片理はいちじるしくない。部分的に黒雲母が密集している部分がある。

成分効果より、斜長石 (31.4%)、黒雲母 (29.8%)、石英 (20.3%)、堇青石 (7.1%)、磁硫鉄鉱、磁鉄鉱、およびジルコン (5.3%)、斜方輝石 (3.5%)、カミングトン角閃石および直閃石 (2.4%)、柘榴石および緑泥石 (0.2%) となつている。

構造は、グラノブラステック構造かまたは眼球状構造を示す。眼球状構造の部分は、斜長石、斜方輝石が斑状殘晶となり、他は細粒な石英、斜長石、黒雲母が基質の如く斑状殘晶の間をうめている。堇青石は眼球状構造を示している部分に多い。

1) 浅井宏：前出，1956.

2) 野沢保：岩鉱，**40**，133~38，1956.

3) Shibata, H.：前出，1936.

4) 舟橋三男：前出，1948.

5) Iiyama, T.：前出，1956.

6) Miyashiro, A.：前出，1957.

斜長石： An_{29} , An_{30} , An_{31} , An_{32} , An_{38} , An_{39} , An_{42} を示し， An_{31} 内外の成分のものが多数をしめている。斑状残晶の斜長石のなかには，細粒で円粒状の黒雲母を包みこんでいるものがある。

黒雲母：黒雲母は，細粒で黒雲母片麻岩などがミロナイト化したときに産する黒雲母と似た細い鱗片状の形をしめているものが多い。斜長石の項で述べた如く斑状残晶の斜長石に包みこまれた黒雲母（前期黒雲母）の外に斜長石をとりまいて黒雲母（後期黒雲母）および堇青石の生成の際にその内部に放出された残晶としての黒雲母がある。この産状を異にする黒雲母の晶出した時期は（1）の岩石で述べたと同様の関係にあるものと考えられる。黒雲母： $X =$ 淡黄色， $Y=Z =$ チョコレート色， $\gamma = 1.647 \sim 1.653$ 。

石英：斜長石斑状残晶の間を充填する。細粒で不定形である。

堇青石：第3図fに示した如く堇青石は，斜長石斑状残晶の存在すべき位置に生成せられている。斜長石斑状残晶のなかには，片理の方向に沿った割目ができていて，この割目に沿って斜長石が部分的にソーシルト石化している。この割目を切つて堇青石，小粒の石英，斜長石および後期黒雲母ができています。このようなことは，斜長石斑状変晶の形成後の運動によつて斜長石は斑状残晶となり，部分的にこの残晶の位置に堇青石が生成し，基質の如く見られる小粒の石英，斜長石，後期黒雲母はこの運動に支配せられて生成せられたものと考えられる。堇青石の周囲は後期まで運動したこの黒雲母が濃集している。前に述べた（1）および（2）の岩石と異つて黒雲母が消散して無色雲母化する現象は見られない。堇青石のなかには，やゝ粗粒な黒雲母があつて，堇青石の生成に使われた後期の余剰の黒雲母が円粒化されてこゝに残つていいるものと考えられる（第3図g）。このことは黒雲母の供給の十分であつたことを示していて，モードによつて考察すると黒雲母が異状に濃集していることが知られる。このような事実から後期黒雲母の濃集することが堇青石の生成の場を作つたものと考えられる。

斜長石斑状残晶に見られるソーシルト石化した割目の延長線上の大部分の斜方輝石が，カミングトン角閃石（部分的に直閃石）および緑泥石になつていいる。したがつて，このような斜長石斑状変晶の形成後の斜長石に割目を生ずるような運動は，堇青石，カミングトン角閃石，緑泥石をも生成するような運動であることは明らかである（第3図h）。この岩石では堇青石が緑泥石化するような現象は見られない。堇青石： $(-)\ 2V = 58^\circ, 62^\circ, 69^\circ, 73^\circ, 74^\circ, 77^\circ, 87^\circ$ ， $\alpha = 1.566$ ， $\gamma = 1.571$ で屈折率の異常に高い堇青石^{1), 2), 3), 4)}である。

磁硫鉄鉱，磁鉄鉱：何れも散点していて，粉状を呈するもの，しづく状を示して粒状化しているものがある。相互の関係は極めて複雑である。黒雲母の周辺部に濃集していることがある。また黒雲母が部分的に消散して磁硫鉄鉱，磁鉄鉱があとに残つていいることがある。黒雲母の消散に伴つて硫黄交代作用⁵⁾が行われたものと考えられる。

ジルコン：黒雲母と密接に関連していいるもの，あるいは単に裸出して他の鉱物に包み

1) Shibata, H. : 前出, 1936.

2) 舟橋三男 : 前出, 1948.

3) Iiyama, T. : 前出, 1956.

4) Miyashiro, A. : 前出, 1957.

5) 浅井宏 : 前出, 1956.

こまれているものとがある。

斜方輝石：X, Y, Z = 淡黄色で多色性がない。 $(-)$ 2V = 56°, 71°, 76°, $n_g = 1.710 \sim 1.715$ 。

カミングトン角閃石：X \approx Y = 明るい淡黄色, Z = 淡黄褐色, $c \wedge Z = 14^\circ$, (\pm) 2V = 62°, $n_g = 1.645$ 。

柘榴石：節状構造を示す。石英と粒状化した黒雲母, 磁硫鉄鉱, 磁鉄鉱を包みこんでいる。 $n = 1.798$ 。

緑泥石：斑状殘晶の斜方輝石の部分が緑泥石化する。淡黄緑色で鱗片状を示している。

以上に述べた造岩鉱物の性状からこの岩石のなかの堇青石は、後期黒雲母の十分な供給のもとに、斜長石斑状殘晶の圧碎によつてその部分に堇青石が生成されたものと考えられる。

4. 考 察

以上に述べた含堇青石—黒雲母ミグマタイト, 含黒雲母—スピンネル—堇青石—灰曹長石岩または含黒雲母—堇青石—灰曹長石岩, 含柘榴石—堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩または含堇青石—斜方輝石—黒雲母片麻岩のそれぞれの岩石のなかにふくまれている堇青石は、斑状殘晶斜長石あるいは斑状変晶斜長石の形成末期に偏圧によつて、斜長石が歪をうけるかあるいは圧碎されるという現象とこの運動に伴つて晶出した後期晶出の黒雲母が濃集するという現象とが相互におこつて生成されたものと考えられる。

堇青石が偏圧を前提条件として後期まで運動した黒雲母が濃集して生成されることは注意せらるべきことである。そしてこゝに述べた諸岩石については、斜長石の斑状殘晶または斑状変晶の存在すべき位置に斜長石に代つて堇青石が生成せられているのである。したがつて堇青石を生成するような成分の運搬者の一つは直接的には偏圧に伴う後期黒雲母の晶出によるものと考えることができる。

斜長石が交代せられて堇青石が生成せられることは、既にエスコラ¹⁾が示し、舟橋三男²⁾は南部日高帯において予察的に明らかにしている。また北上山地において剪裂帯に堇青石が生成せられている事実を加納博³⁾が明らかにした。阿武隈山地において黒田吉益・山田晴雄¹⁾、黒田吉益³⁾が石英閃緑岩の圧碎によつて黒雲母の多量に有する岩石ができ、堇青石が生成される事実を観察している。

本稿で述べた諸岩石の産出する地域は、南部日高変成帯においても比較的西側によつた部分で、変成の初期から多少の例外はあるが常に偏圧をうけていた地域である。このような地域に堇青石が見出されることは注意せられねばならない。

変成岩の造岩鉱物として堇青石は、多くの場合、堇青石を含む岩石の生成される時期の比較的末期に生成されるものとして観察され、変成過程において、特異な現象と考えられてきたものである。

1) Eskola, P. : Bull. Comm. Geol. Finl. **40**, 1~277, 1914.

2) 舟橋三男 : 前出, 1948.

3) 加納博 : 前出, 1949.

4) 黒田吉益, 山田晴雄 : 前出, 1954.

5) Kuroda, Y. : 前出, 1956.

含堇青石變成岩類について、特に検討がおこなわれたのは、諸外国では、フィンランド^{1),2),3),4)} スウェーデン⁵⁾、英本国西南部^{6),7)} カナダ⁸⁾、西南部オーストラリア⁹⁾ などである。本邦では、南部日高帯¹⁰⁾、北上山地¹¹⁾、阿武隈山地^{12),13),14),15),16)} 丹沢山地^{17),18),19)} などの地方である。

これらの諸地域においての堇青石岩の生成に関連して 考察せられた事項につき 加納博が概括的に述べている。

本地域の前に 述べた如き 堇青石の生成される現象はリーノルド²⁰⁾、ランベルグ²¹⁾ 等の示す如く一種の塩基性化作用であつて、後期迄運動した黒雲母の濃集と消散とが含堇青石岩の形成に一つの重要な役割をしたものと考えられる。尚、このような事実が南部日高變成帯の形成の如何なる時期にくみいれらるべきかという問題については 今後十分検討せられねばならない。

1) Eskola, P. : 前出, 1914; Bull. Comm. Geol. Finl., **97**, 68~77, 1932; Entstehung der Gesteine. J. Springer, Berlin, 1939; Bull. Comm. Geol. Finl. **150**, 93~102, 1950.

2) Simonen, A. : Bull. Comm. Geol. Finl., **143**, 1~66, 1948.

3) Tuominen, H. V., Mikkola, T. : Bull. Comm. Geol. Finl., **150**, 67~92, 1950.

4) Tuominen, H. V. : Bull. Comm. Geol. Finl., **154**, 233~238, 1951.

5) Magnusson, N. : Q. J. G. S., **92**, 332~359, 1936.

6) Reynold, D. L. : Q. J. G. S. **102**, 389, 446, 1946.

7) Tilley, C. E. : Min. Mag., **24**181~202, 1935; Geol. Mag., **74**, 300~308, 1937.

8) Osborn, F. F. : Econ. Geol. **34**, 717~726, 1939.

9) Prider, R. T. : Geol. Mag., **77**, 361~381, 1940.

10) 舟橋三男 : 前出, 1948; 前出, 1951.

11) 加納博 : 前出, 1949; 前出, 1950; 岩鉱, **34**, 141~151, 1950.

12) 黒田吉益, 山田晴雄 : 前出, 1954.

13) Kuroda, Y. : 前出, 1956.

14) 鈴木富治 : 日鉱会誌, **45**, 510~552, 1929.

15) 渡辺万次郎 : 地質, **27**, 441~450, 477~486, **28**, 1~15, 1920~1921; 鉱山地質, **2**, 1~7, 1952.

16) 山岡一雄 : 岩鉱, **33**, 103~108, 1949.

17) 加納博 : 地質, **61**, 362~363, 1955.

18) 小藤文次郎 : 地質, **16**, 223~227, 1909.

19) Shibata, H. : 前出, 1936.

20) Reynold, D. L. : 前出, 1946.

21) Ramberg, H. : The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Univ., Chicago Press., 1952.

南部日高帯猿留川地方の片麻岩類

Gneisses at the Saruru river district in the southern
Hidaka metamorphic zone, Hokkaidô.

外 崎 与 之 (Yono Sotozaki)*

Abstract: The gneisses of this district are classified, according to the structural views, into three main types as follows: 1. banded gneiss, 2. gneissose migmatite, and 3. schistose rock. The general trend of the rocks is NW-SE and the dip is $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ NE. The banded gneiss occurs as a narrow belt along the marginal zone of the cordierite migmatite mass, while the gneissose migmatite and the schistose rock occur in the migmatite area. The banded gneiss and the gneissose migmatite are composed mainly of medium- to coarse-grained metamorphics such as biotite gneiss, garnet sillimanite-bearing cordierite muscovite biotite gneiss, kalifelspar biotite gneiss, tourmaline-bearing muscovite biotite gneiss, and sillimanite muscovite biotite gneiss, etc. The schistose rock is dark brown, and shows schistose or hornfelsic texture. It is composed of fine-grained quartz, plagioclase, and biotite, containing muscovite, kalifelspar, and rarely garnet and tourmaline. In this paper, the results of volumetric relation of chief mineral constituents and plagioclase twin method are described and mutual relationships of the rocks are discussed.

1. ま え が き

日高帯の北部・中部地域において日高層群は山脈中軸に向いホルンフェルス片状ホルンフェルス帯片麻岩へと漸移し、片麻岩はついに塊状な堇青石ミグマタイトに移過することが明らかにされている¹⁾。従つて変成岩類はこれまで変成帯中軸ほど変成度が高まり、それらはミグマタイト化するものと思われていた。しかし日高帯南端猿留川地方では変成帯中心部に位置するミグマタイト域においてもなお片麻岩類がかなりの規模で存在し、それらはミグマタイト化作用の過程に差異のあることを知り得たのでここにその大要を報告する。

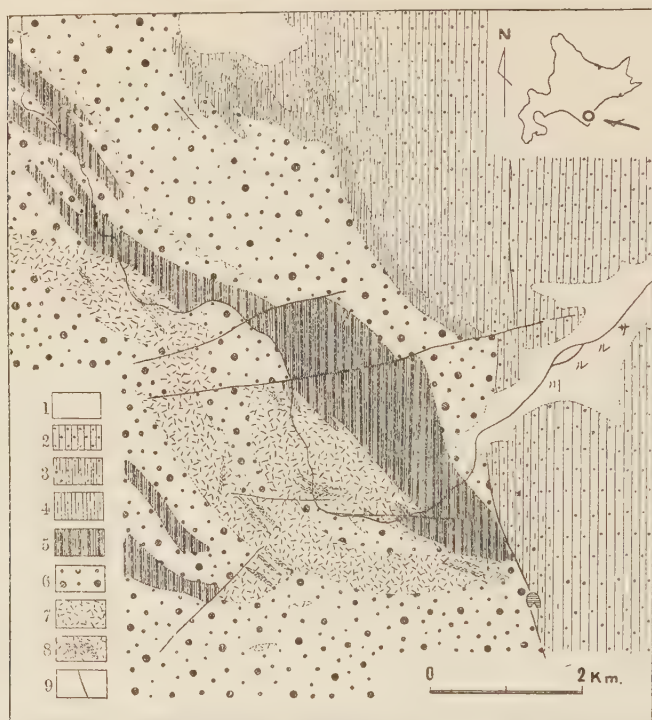
2. 片麻岩類の分布と名称

猿留川地方にはミグマタイト類と変成岩類との分布が卓越していて、日高変成帯東側の特徴をよく現わしている。ここに述べる片麻岩類は構造的に、1) ホルンフェルス帯から移過するもの(幅300~500m)、2) 堇青石ミグマタイトの岩帯中に分布するもの(幅0.5~1km)、3) 花崗岩質ミグマタイトの岩帯中に分布するもの(幅50~100m)の3型に就いてである(第1図)。これらの片麻岩類のうち、1)と2)とはいままでもしばしば混同さ

* 北海道学芸大学函館分校

1) 沢俊明: 地質, **56**, 263, 1950, 木崎甲子郎, 酒匂純俊: 地質, **57**, 295, 1951, 舟橋三男, 橋本誠二: 民科地団研専報, **6**, 1-38, 1951.

第1図 南部日高帯猿留川地方の地質図



1. 沖積層, 2. ホルンフェルス, 3. 片状ホルンフェルス, 4. 縞状片麻岩
5. 片麻岩質ミグマタイト, 6. 堇青石ミグマタイト, 7. 花崗岩質ミグマ
イト, 8. 片状岩, 9. 断層

れてきたが¹⁾, 3) に就いてはその記載がなく筆者²⁾ が先に片状ホルンフェルスと記したものである。本文では各岩帯を, 1) 縞状片麻岩, 2) 片麻岩質ミグマタイト, 3) 片状岩と称して述べることにする。各片麻岩類における片理面の一般走向, 傾斜は $N30^{\circ}\sim 50^{\circ}W$, $40^{\circ}\sim 60^{\circ}NE$ を示し, ミグマタイト帯の外側をとりまくホルンフェルス帯のそれと一致する。

3. 縞状片麻岩の性質

縞状片麻岩帯とホルンフェルス帯との中間には片状ホルンフェルス帯が見られ, 各岩

1) 舟橋三男・猪木幸男: 5万分の1地質図幅幌泉及び同説明書, 1~64, 1956, 猪木幸男・桑光男: 5万分の1地質図幅猿留及び同説明書, 1~28, 1956, 舟橋三男, 橋本誠二, 浅井宏, 猪木幸男, 外崎与之, 木崎甲子郎, 広田正一, 春日井昭: 地質, 62, 401~408, 464~471, 541~549, 1956, 外崎与之: 地質, 62, 114~115, 1956.

2) 外崎与之: 地質, 62, 449~463, 1956.

帯の漸移関係が野外においてもよく観察することができる。各岩帯を通して片理面的一般走向、傾斜はほぼ等しいが、しかし片状ホルンフェルス帯から片麻岩帯に移過するときには両者の片理面走向はときに斜交することも見受けられる。縞状片麻岩は概して幅狭い岩帯であるが、このなかでも片状ホルンフェルス帯に比較的に近い部分では方向性の強い灰褐色細粒な岩石からなるが、堇青石ミグマタイト帯に近づくほど粗粒になり、岩石は炭質光沢が強く白・黒の並行縞が明瞭に現われる縞状岩になる。

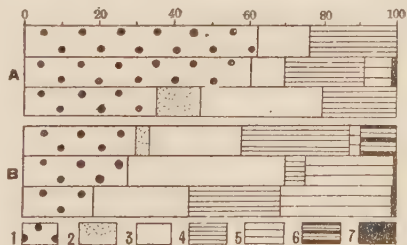
縞状片麻岩は概して緻密な岩石でその片理面には偏平な黒雲母の配列による線構造が認められる。鏡下では各造岩鉱物が何れも特定の方向にならび、黒雲母・白雲母に富むところと乏しい部分とが縞状に配列している。鉱物組成および岩型に次のものがある。

鉱物組成	主成分鉱物	斜長石—石英—黒雲母、ときに白雲母、カリ長石
	副成分鉱物	角閃石—緑泥石—燐灰石—ジルコン—榍石—鉄鉱
	変成鉱物	電氣石—柘榴石—堇青石—珪線石

(岩型) 1. 黒雲母片麻岩, 2. カリ長石黒雲母片麻岩, 3. 含電氣石—白雲母黒雲母片麻岩, 4. 含斜方角閃石—堇青石黒雲母片麻岩, 5. 含柘榴石—堇青石白雲母黒雲母片麻岩, 6. 含珪線石—堇青石白雲母黒雲母片麻岩。

縞状片麻岩帯は主に黒雲母片麻岩から構成されているが、堇青石ミグマタイト帯に接近するにつれてカリ長石・堇青石・柘榴石・珪線石などが現われはじめる。これと平行して主成分鉱物のなかでも量的には斜長石が減少し、石英と白雲母とが増加する傾向がある(第2区)。斜長石は細粒片麻岩では0.2mm から0.4mm、粗粒片麻岩0.5mmから1.0mm の他形粒状結晶を呈し累帯構造が全く認められない。An% 25~30 であるが粗粒片麻岩の斜長石ほどAn成分に富む傾向がある。黒雲母は0.1mm から0.5mm の不定形結晶を示し、X-黄色、Y-褐色、Z-濃赤褐色の多色性を呈する。石英は間隙充填結晶として現われるがときに斑状変晶(径0.2~0.5mm)を呈する。波動消光は粗粒片麻岩の石英に強く現われる。白雲母は黒雲母と共生しときに堇青石に伴われることもある。電氣石は細粒片麻岩における黒雲母と白雲母とに随伴して認められる。柱状(0.05mm ときに1mm)を呈し、X-帯緑黄色、Z-帯

第2図 縞状片麻岩の鉱物容量比(%)



1. 斜長石, 2. カリ長石, 3. 石英,
4. 黒雲母, 5. 白雲母, 6. 堇青石,
7. 鉄鉱

A: 細粒片麻岩, B: 粗粒片麻岩

褐緑色の著しい多色性を示す。堇青石は円形(径0.2mm から0.4mm)或は紡錘状を呈する。新鮮な結晶が多いが、三連晶は認められず、またあるものは結晶体のほとんどが緑泥石・ビナイト・白雲母に変質している。珪線石は淡緑色針状結晶を呈し斜長石結晶体

の中心部に黒雲母・鉄鉍の微晶を伴いながら密集して産する。

4. 片麻岩質ミグマタイトの性質

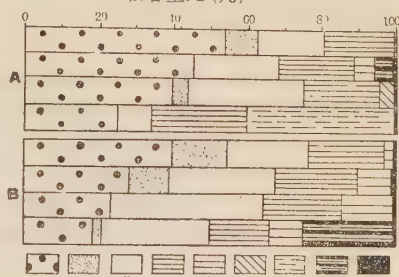
片麻岩質ミグマタイト帯はミグマタイト域に発達する東西方向の断層で切られながらも、その伸びはミグマタイト帯の走向と一致して分布する(第1図)。岩帯は主に縞状片麻岩から構成されているが、そのなかでも暗褐色をおび片理構造が強い細粒部分と炭質光沢を有する粗粒部分とが複雑にいりまじり、ときには粗粒片麻岩の片理に沿って幅数mが塊状化して堇青石ミグマタイト質になるなど岩質変化の著しいことが特徴の1つになっている。なお本岩帯の粗粒部分には、野外でも明らかに見出される程度に珪線石と堇青石とがしばしば大型斑状変晶となつて産する。片麻岩は概して細粒なものが縞状組織を呈するが、粗粒なものほど縞状組織が不明瞭になっている。また岩帯が幅狭くなる部分(猿留川上流)ではしばしば珪化や緑泥石化が認められ、岩石はときに細粒緻密なホレンフェルス状となり、あとに述べる片状岩に類似するものがある。構成鉍物は縞状片麻岩のそれとほぼ等しいが、本岩には珪線石・堇青石の大型結晶が含まれており、また構造がより粗粒になつていることなどが注目される。主な岩型に次のものがある。1. 含柘榴石—黒雲母片麻岩、2. 含電気石—珪線石黒雲母片麻岩、3. 含珪線石—黒雲母片麻岩、4. カリ長石黒雲母片麻岩、5. 白雲母黒雲母片麻岩、6. 含輝石—黒雲母片麻岩、7. 含柘榴石珪線石—堇青石白雲母黒雲母片麻岩、8. 珪線石白雲母黒雲母片麻岩。

塊状岩は猿留川下流域に発達する粗粒片麻岩の片理に沿って粗粒化したものであるが、その規模は数cmのこともあり、また50m以上におよぶ範囲が一樣に塊状岩となることもある。このような部分の岩石には節理の発達が目立ち、一見堇青石ミグマタイトに類似しているが局部的には片麻状組織を留めることが多い。珪線石・堇青石の大型斑状変晶は粗粒化の完全な岩相には認められず、むしろ片麻状組織を留める部分によく観察される。岩石は青灰色をおびる粗粒塊状岩であるが、堇青石ミグマタイトに比べ粒度が多少細くなつている。構成鉍物は本岩帯の片麻岩質部とほとんど差がなくそれらは奇形状に組合つている。主な岩型に次のものがある。1. 黒雲母岩、2. カリ長石黒雲母岩、3. 白雲母黒雲母岩、4. 含柘榴石—堇青石白雲母黒雲母岩、5. 含柘榴石珪線石—黒雲母岩、6. 含珪線石—堇青石黒雲母岩。

片麻岩質ミグマタイトの各岩型は鉍物組成ではほぼ等しいが量的に多少の相異に認められる。すなわち粗粒片麻岩とその塊状岩とは細粒片麻岩に比べ、概して斜長石・黒雲母が少いのに対しカリ長石・石英・白雲母などが増加している(第3図)。また細粒片麻岩には電気石と輝石(まれに角閃石に変質)とが含まれているが、粗粒片麻岩とその塊状岩とにはこれらを欠き、針状珪線石と堇青石とがより広く認められる。斜長石は細粒片麻岩0.2mmから0.5mm、粗粒片麻岩と塊状岩とでは0.5mmから1.0mmの他形結晶であるが、粗粒岩石に見られる大型結晶は自形性が強くなる。各岩型ともAn 92~93を示しまれに累帯構造が認められる。黒雲母は0.2mmから0.5mmの不定形結晶を呈し燐灰石・ジルコンなどを多量に包みこむ。X-帯褐色、Y-赤褐色、Z-濃赤褐色の多色性を示すが細粒片麻岩の黒雲母は色調がうすれている。石英は間隙充填結晶として現われるが何れも強く波動消光を行う。電気石は柱状もしくはわ円形を示し黒雲母に附随する。小型結晶(0.05mm)はX-淡黄色、Z-紫色を示すが、やや大型な結晶(0.2mm)はX-淡黄色、Z-帯黄緑色の多色性を有する。堇青石は卵形(径0.5mm)もしくは紡錘状(1.0mm

×0.5mm, ときに 3mm×2mm)を呈し, 結晶体の多くがピナイト・緑泥石・白雲母に変質している。堇青石大型斑状変晶は暗緑色をおび卵形, 球状(径 1cm)を呈し, ときに 7cm×5cm 大におよぶ大晶もある。 $\gamma=1.563$ 。珪綠石は淡緑色針状結晶を呈し多くは斜長石結晶体の中心部(0.1mm から 0.3 mm 範囲)に黒雲母・鉄鉍の微晶を伴いながら群集する。まれに斜長石結晶体間にいがくり状に密集するものもある。珪綠石大型斑状変晶は青灰色ないしは淡紅色をおびる自形性の強い正方柱状結晶(3cm×1cm)を呈し, ときに 5cm×3cm(単晶)に達するものもある。 $\alpha=1.664$, $\beta=1.671$, $\gamma=1.684$, $2V(+)=31^{\circ}$ 。

第3図 片麻岩質ミグマタイトの鉍物容量比(%)



1. 斜長石, 2. カリ長石, 3. 石英,
4. 黒雲母, 5. 白雲母, 6. 角閃石,
7. 珪綠石, 8. 堇青石, 9. 鉄鉍
A: 細粒片麻岩, B: 粗粒片麻岩とそ
の塊状岩

5. 片 状 岩 の 性 質

花崗岩質ミグマタイトの岩帯域には片状岩がかなりの長さに延びて分布するが, その詳しい形態は不明である。片状岩の一般走向, 傾斜は先に述べた縞状片麻岩や片麻岩質ミグマタイトのそれと一致するが, 本岩は黒灰色をおび概して粒度が細くなっている。片状岩には幅 1mm 前後の優白質脈が規則正しく片理に沿う縞状岩石と片状ホルンフェルス質な細粒緻密な岩石とから構成されているが, 両者は露頭のうちにも漸移することがある。片状ホルンフェルス質な岩石には一般に膨縮する優白質脈が黒雲母の並行配列による片理とは関係なく網状に拡がっていて縞状を示さぬことが多い。この優白質脈は幅 3mm 前後まれに 2cm に達することもあつて脈は母岩の片理構造を切つたり, ときには激しいプティグマティック褶曲をなすことがある。なおこの種の脈が密集するところでは電気石と白雲母とが伴われ, 岩石にはしばしば緑泥石化や珪化が認められる。また細粒片状岩の岩帯周縁部では幅十数 m が細粒均質な塊状岩になつていて, そこには NS-EW 方向の節理も発達しており, 岩石は周りの花崗岩質ミグマタイトに移過することがある。

片状岩は鏡下では片麻岩構造もしくはホルンフェルス状構造を示している。主な鉍物組成および岩型に次のものがある。

鉍 物 組 成	主 成 分 鉍 物	斜長石—石英—黒雲母, ときに白雲母, カリ長石
	副 成 分 鉍 物	角閃石—ジルコン—緑簾石—鱗灰石—鉄鉍
	変 成 鉍 物	電気石—柎榴石

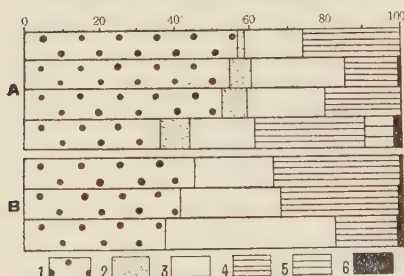
1. 黒雲母片状岩, 2. 含角閃石黒雲母片状岩, 3. 含柎榴石—黒雲母片状岩, 4. 含電気石柎榴石—カリ長石白雲母黒雲母片状岩。

細粒片状岩に伴われる塊状岩は灰白色から灰褐色をおびる細粒均質岩であるが, ときに

不規則方向に発達する優白質脈の残存が認められたり、或は黒雲母の並行配列によつてかすかに片理性をおびるものなどがある。構成鉱物は片状岩と同一であり、それらはホルンフェルス状構造に組合っている。主な岩型に含柘榴石—黒雲母岩とカリ長石黒雲母岩とがある。

片状岩には片麻岩質ミグマタイトに観察された珪線石・堇青石の大型斑状変晶は勿論、縞状片麻岩にもよく見出された針状珪線石¹⁾と小型堇青石とに就いても認めることができなかった。細粒岩にはときに電気石と角閃石とが含まれているが粗粒質な岩石には認められない。また主な構成鉱物は各岩型とも等しいがその量比に就いて見ると、細粒片状岩とその塊状岩とでは縞状岩石に比べ斜長石・カリ長石が増加していて石英が少くなっている(第4図)。斜長石は0.2mmから0.5mmの他形形状結晶を呈し累帯構造を欠く。

第4図 片状岩の鉱物容量比(%)



1. 斜長石, 2. カリ長石, 3. 石英,
4. 黒雲母, 5. 白雲母, 6. 鉄鉱

A: 細粒片状岩とその塊状岩

B: 縞状岩石

An % 26~33 であるが塊状岩では An 成分が低下する傾向がある。黒雲母は0.2mm前後の不定形結晶を示し包か物に乏しい。X-黄色、Y-褐色、Z-濃褐色の多色性を示す。石英は粒状結晶(径0.2mmから0.4mm)として現われ波動消光が強い。

6. 片麻岩類の斜長石双晶

片麻岩類の斜長石双晶を牛来正夫²⁾の“双晶法”に基きその頻度とC双晶型式とに就いて述べる。

双晶頻度: 片麻岩質ミグマタイトにおける細粒片麻岩と粗粒片麻岩とはC-双晶頻度(0~3%)が類似しているのに対し塊状岩ではC-双晶

が2%から10%の範囲を占め、ときに16%におよぶものも見受けられる。また細粒片麻岩ではA-双晶が少く単晶が優勢であるのに、粗粒片麻岩とその塊状岩とではむしろA-双晶が優勢になつている(第5図)。縞状片麻岩と片状岩とにはC-双晶頻度(0~3%)は粒度による差異が認められないが、単晶とA-双晶との間には岩石が粗粒になるほど単晶が少くA-双晶が増加する傾向がある。各片麻岩類の斜長石には全般的にC-双晶が少く牛来正夫³⁾のいう変成岩型に属することが明らかではあるが、片麻岩質ミグマタイトに伴われる塊状岩にはC-双晶がやや増加していることは注目される(第6図)。

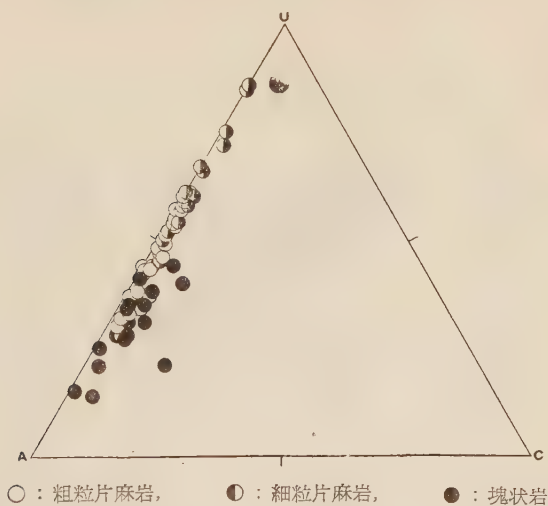
C-双晶の型式: 片麻岩類の斜長石C-双晶を単双晶(II型)・複雑双晶(III型)および透入双晶(IV型)に分類したところ、II型とIII型とが主な組合せでありIV型はほとんど認められなかった。なおII型とIII型とに就いては、細粒質な岩石ほどII型が優位を

1) 縞状岩石中に極くまれに針状珪線石類似鉱物が認められるが不明瞭なので保留しておく。

2) 牛来正夫: 地質, 56, 441~443, 1950.

3) Gorai, M.: Am. Min., 36, 884~901, 1951.

第5図 片麻岩質ミグマタイトの斜長石における単晶(U), A-双晶(A), C-双晶(C)の割合

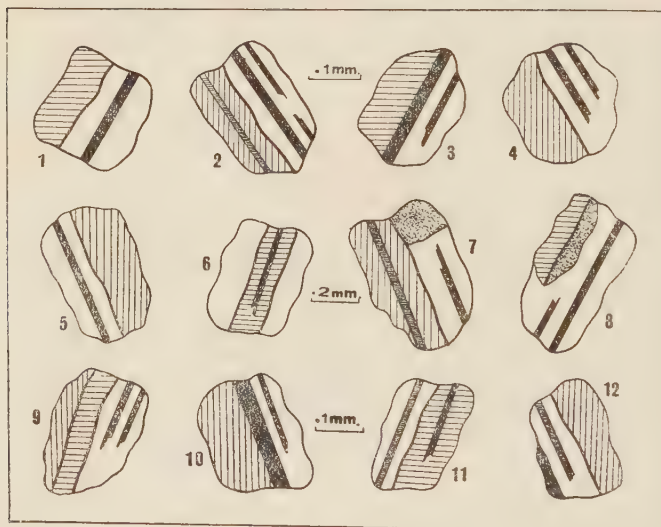


第6図 片麻岩類の斜長石における単晶(U), A-双晶(A), C-双晶の割合



占めるが、岩石が粗粒になると両型の関係が同一の割合を占めるか或は III 型が優位を占める傾向になる。また C-双晶個体を注意すると、その双晶接合面が何れも単純な線状を示していて先に筆者¹⁾が報告した堇青石ミグマタイトの結果に類似する(第7図)。

第7図 片麻岩類の斜長石における C-双晶型式



1~4: 縞状片麻岩, 5~9: 片麻岩質ミグマタイト, 10~12: 片状岩

7. 片麻岩類における相互関係

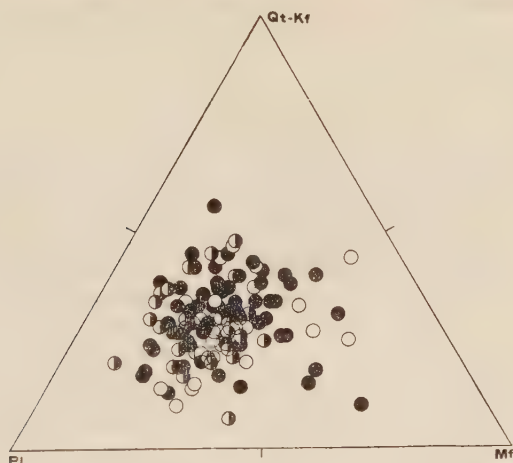
猿留川域には縞状片麻岩、片麻岩質ミグマタイトおよび片状岩がほぼ等しい走向、傾斜を示し帯状に分布する。各岩帯は何れも黒雲母片麻岩を基本としており、かつそのなかの粗粒岩石は細粒岩石に比べ斜長石の量が減少し石英が増加することなどが共通している。しかし各岩帯には多少の差も認められ、その主なものとして、片麻岩質ミグマタイトと縞状片麻岩とは岩質が種々の点で類似するが、珪線石、堇青石の大型斑状変晶は前者に限って見られること、また片状岩は前二者に比べ低変成の特徴を示していることなどがあげられる。このことは鉱物容量比からも、縞状片麻岩と片麻岩質ミグマタイトとは類似性があるのに対し、片状岩は前二者の細粒岩に相当していて斜長石に富み、有色鉱物、石英に乏しい傾向が見られることから伺われる(第8図)。同様な関係は斜長石双晶の頻度においても認められる。

縞状片麻岩帯は一般にその幅が著しく狭いことが口高変成帯東側の1特性となつてゐるが、これに関連したことはかつて多くの人々によつて問題にされたことがある²⁾。本

1) 外崎与之: 前出, 1956.

2) 討論会記事: 地質, 56, 206~207, 1950.

第 8 図 片麻岩類における石英・カリ長石—斜長石—有色鉱物容量比



Qt-Kf: 石英・カリ長石, Pl: 斜長石, Mf: 黒雲母—白雲母—輝石
(角閃石)—堇青石—珪線石

○: 縞状片麻岩, ●: 片麻岩質ミグマタイト, ◐: 片状岩

地域では縞状片麻岩帯は片状ホルンフェルス帯から移過しており、かつ堇青石ミグマタイト帯に接近するにつれて変成度が急激に増大している。また片麻岩質ミグマタイトに伴われる塊状岩は、片麻岩帯が堇青石ミグマタイト形成時の影響を受けて生成されたことが珪線石・堇青石の産状¹⁾からもよく説明される。従つて上昇するミグマタイト化作用は広範囲に分布していた片麻岩帯を次第に堇青石ミグマタイト化すると同時に片麻岩質ミグマタイトをも形成し、1部ホルンフェルス帯領域を犯して縞状片麻岩を生成させたとの解釈が推定される。なおミグマタイト形成に関連して成分の移動²⁾やミグマタイト前縁帯³⁾の考えが述べられているが、片麻岩質ミグマタイトにおける珪線石・堇青石の大型斑状結晶の存在はこの作用が本岩帯に特に激しく行われたことをうらがきしている。かつて舟橋三男・橋本誠二⁴⁾は片麻岩帯を片麻岩質混成岩と命名したが、上述の成因的特質から見て今後堇青石ミグマタイト帯域に分布する縞状片麻岩を片麻岩質ミグマタイトと称し他の片麻岩類と区別することが適当と思われる。片状岩は細粒緻密な縞状岩石でときに片状ホルンフェルス質岩石を伴い、縞状片麻岩や片麻岩質ミグマタイトとはちがつ

1) 外崎与之: 印刷中。

2) 木崎甲子郎: 地質, **59**, 203~215, 1953.

3) 舟橋三男: 地質, **55**, 152~153, 1949.

舟橋三男: 地質, **56**, 263~264, 1950.

舟橋三男: 自然, **10**, 10~19, 60~69, 1955.

4) 舟橋三男: 橋本誠二: 前出, 1951.

た性質を示している。筆者¹⁾は先にこの岩帯を片状ホルンフェルスと見なしたが、類似する岩石は片麻岩質ミグマタイト帯の幅狭い部分にも認められる。また領家帯では複変成岩の存在が知られている²⁾が、本地域の片状岩もこれらの観点から再検討の余地があるものと思われる。

8. あ と が き

日高帯南端猿留川地方の片麻岩には構造および変成度の相違から3種類の型が存在することを明らかにし、それらの性質と相互関係とに就いて述べた。その結果、各岩帯は堇青石ミグマタイトが現在位置を占める以前には同一岩帯として分布していたが、そのこのミグマタイト化作用に対応して夫々ちがつた性質を現わしたことが堆定でき、特に堇青石ミグマタイト帯域の縞状片麻岩を片麻岩質ミグマタイトと称することが適当であることを指摘した。なお片状岩と片麻岩質ミグマタイトおよび縞状片麻岩との性質のちがいは、堇青石ミグマタイトと花崗岩質ミグマタイトとの生成条件の差を反映したことも予想されるので、各片麻岩類の成因は今後この点からも検討していきたい。

終りに臨み、本研究に御教示をいただいた北海道大学舟橋三男助教授、橋本誠二助教授ならびに日高研究グループ各位に深く感謝致します。なお調査には北海道地下資源調査所、函館市相馬報恩会、日高国幌泉村井上継夫氏に種々御援助を受けたことを附記して謝意を表します。

北海道北見国沼ノ上鈹山の鈹脈について 特に母岩の変質との関係*

On the ore deposits of Numanoue mine, Kitami
province, Hokkaido.
(Especially on the wall-rock alteration)

大 村 宏 (Hiroshi Omure)**

Abstract : Ore deposits of the Numanoue mine located in eastern Hokkaido, are typical epithermal gold-silver bearing quartz veins in the Neogene Tertiary. The country rocks of the ore deposits are liparitic rocks which are widely distributed throughout the vicinity.

The veins are divided into two types: one filling up along the faults and the other filling up the fissures. Thus, these types are dissimilar in

1) 外崎与之: 前出, 1956.

2) 小出博: 地団研専報, 1, 1~39, 1949.

有田忠雄: 地質, 55, 99~104, 1949.

領家団研グループ: 地球科学, 25, 1~3, 1955.

* 日本地質学会昭和30年会講演(1955. 4. 5)

** 北海道大学理学部地質学鈹物学教室

some diminutions and structures of the veins. It is considered that the veins were made by at least two mineralizations. In the first mineralization, siliceous solution did not contain useful elements, and in the second mineralization useful minerals which are gold, silver and sulphide minerals (except pyrite) were deposited. Gangue mineral is chiefly quartz. In those ore deposits, various wall-rock alterations had occurred before the vein formation. Remarkable alterations are silicification, aduralization, chloritization and sericitization. Silicified-aduralized rocks and chloritized rocks develop in the central part of the liparite body and they show a banded distribution. Sericitized rock is distributed in the southwestern part of the one.

The veins formed in the altered rock body, usually have a banded structure. The various vein characters have close relation to the features of the altered rocks, and most of the ore shoots are found in chloritized rocks.

Moreover, it is a distinctive character of the ore deposits that both wall-rocks and veins are remarkably oxidized.

1. は し が き

沼ノ上鉱山は東部北海道の紋別町にあり鴻ノ舞鉱山の東北 5km に位置している。この鉱山の一般地質鉱床については、さきに太田垣亨¹⁾により、又鉱床母岩については、最近高沢松逸²⁾により報告されている。筆者は、1954～1955年に数回この鉱山を調査する機会を得、とくに、鉱床母岩の変質状態と鉱脈との関係の観察を行つたのでそれら母岩の性質と、その中に胚胎する鉱脈の構造をのべ、さらに、母岩と鉱脈の相互関係を中心にして、この鉱床の特質をのべる事とした。

本報告にあたり、終始懇切な御指導を賜つた鈴木教授、舟橋教授、および北海道大学理学部内鉱床研究会の方々に深く感謝する。また調査にあつて種々御援助を載いた三菱金属鉱業沼ノ上鉱山の方々、種々の資料を教示して下さいた日本鉱業太田垣氏に深く感謝する。

この研究の一部は文部省科学研究費によつたものである。

2. 鉱 床 の 概 説

沼ノ上鉱山は北見中部地域にあり、附近一帯には石英粗面岩の活動と金銀鉱床の生成との間に密接な関係が認められる³⁾。鉱床を胚胎し又鉱床附近に広く分布するものは石英粗面岩で、これは熔岩台地として附近の丘陵地の大部分を形成している。

この岩石を太田垣亨⁴⁾及び高橋哲弥⁵⁾は、産状岩質等より数種に分類しているが、鉱床附近において最も重要な岩石は縞状石英粗面岩で、その一部にはレンズ状に角礫化した

1) 太田垣亨：北地要報，5～17，1951.

2) 高沢松逸：北地要報，11～23，1956.

3) 高沢松逸：前出，1956.

4) 太田垣亨：前出，1951.

5) 高橋哲弥，相馬吉一，陸川正明，松田文男：北海道有用礦産物調査報文 6 (網走支庁管内紋別郡中部) 北工試報，60，1936.

部分をともなっている。本地方の石英粗面岩質岩石は一般に熱水変質作用により、種々の変化を伴っており特に鉱床南部においては黄鉄鉱化岩、鉱床中心部には(径 300m 内外の範囲)珪化氷長石化岩と緑泥石化岩との帯状分布を、更に鉱床西部及び西南部には珪化氷長石化絹雲母化岩等の発達が見られる。

本地域の鉱床はこれら熱水変質岩の生成後、特に縞状石英粗面岩の中心部に生じた浅熱水裂隙充填鉱床で、各々平行する多くの鉱脈からなりたっている。鉱脈はその性質より見て2つの群に大別する事が出来る。1つの群は松鍾、6号鍾、竹鍾等を含み、走向 $N70^{\circ}W$ 、傾斜 $70^{\circ}\sim 75^{\circ}N$ 、脈幅平均 50cm 内外、延長 200m 内外にわたるものを主とする。他の1つの群は1〜5号鍾等を含み、走向 $N60^{\circ}W$ 、傾斜 $70^{\circ}\sim 75^{\circ}N$ 、脈幅平均 30cm 内外、延長 50〜80m 内外で、前者にくらべ鉱脈が、いちじるしく破碎されている事の特徴としている。

鉱脈は、第1期の鉱化による灰白色〜灰色石英、黒色石英*と、第2期の鉱化による乳白色石英(これは砂状石英で、時には土鉱状を呈することがある)白色石英と銀黒部に分けられる。

鉱石鉱物は、黄鉄鉱、閃亜鉛鉱、方鉛鉱、アージロダイト、濃紅銀鉱、脆安銀鉱、輝安銀鉱、ポリバス鉱、輝銀鉱、自然金、自然銀、角銀鉱、銅藍、褐鉄鉱等であるが、金銀鉱物を主とし、その他の硫化鉱物は、黄鉄鉱を除いてはきわめて少ない。

なお鉱石鉱物の共生状態は、鉱脈の部分によりきわめて不均一で、Au、Ag の品位の不均一であること、共に、この鉱床の特徴である。脈石鉱物は、大部分が石英であるが、一部に方解石や重晶石を伴っている事もある。

母岩及び鉱脈がいちじるしく酸化作用を受けていることも、この鉱床の特徴である。

3. 鉱床母岩について

A) 縞状石英粗面岩の産状 この鉱床を胚胎する縞状石英粗面岩は、いちじるしい流理構造縞状構造をしめている。

高沢松逸は、この地域の広範囲にわたる流理の走向、傾斜を測定しているが、鉱床附近の走向は、SNに属するものが多い。

観察される流理は鉱床附近で急傾斜しているが、鉱床よりはなれるにつれ次第に緩傾斜になつている。これらの点からこの岩体は、第1図からも見られるように $N20^{\circ}E$ 方向に長軸をもついわゆる“キノコ型”の熔岩として噴出したものと思われる。鉱床は、この岩体の中心部に存在している。

B) 縞状石英粗面岩の岩質 縞状石英粗面岩は、岩質によつて更にI型、II型の2種に分類される。

1) 縞状石英粗面岩I型(第2図1) この岩石は、坑内には全く認められず、鉱床から離れた部分に認められ、縞状構造を示し白色〜灰白色の岩石である。

この岩石には、斑晶がごく少なく、白色〜乳白色の部分と褐色〜褐灰色の部分とが1m前後の厚さで交互して縞状を示している。

組成鉱物の種類：斑晶は石英、斜長石、正長石で、石基は石英を主体とし、多量の玻

*黒色石英：太田垣亨及び鉱山では、ニタリと呼んでいるもので、一見銀黒の様に見えるが金銀分が殆んど含有されない部分である。

璃を含んでいる。

構造：斑状構造を示し、斑晶の石英は、0.5～1mm 内外で融蝕形及び不規則な破砕片状を呈している。斜長石は、0.5～1mm 内外で殆んど曹長石に変化している。正長石は、0.5～1mm 内外でごく稀にみられ非常によごれている。(－)2V＝30° 内外。

石基は全く玻璃質の部分と、潜晶質の集合体の部分とがあり、きわめて不均質である。玻璃質の部分は、褐色で流動構造(fluidal structure)を示し、この様な部分には、石英粗面岩特有の球顆(spherulite)もみられる。潜晶質の集合部は、全体的によく縞状構造を示している。これらの中を流理にそつて或は不規則な割目にそつていちじるしく褐鉄鉱が汚染している。

2) 縞状石英粗面岩 II 型(第 2 図; 2) この岩石は、坑内で鉍床周辺部とくに竹鍾、波鍾、松下盤鍾等の立人方面に認められる。はつきりした縞状構造を示し、白色～灰白色で玻璃質の部分は、いちじるしく脂感を呈している。

竹鍾向立人 松下盤鍾及び若葉鍾附近では、この岩石中に僅かに角礫が、レンズ状をなして含まれている。

この岩石には、斑晶がごく少く、白色～乳白色の部分と灰白色～灰色の部分とが 1mm 内外の厚さで交互して明瞭な縞状構造を示している。

角礫部には、縞状石英粗面岩、カオリン粘土及び黒色頁岩の角礫がみられる。

組成鉱物の種類：斑晶は、少量の石英、斜長石、正長石で、石基は、石英、正長石からなっている。

構造：稀に斑状構造を示す部分もあるが、殆んど微晶質の石英と正長石が組合い、部分によりいろいろな構造がしめされている。主な構造は、石英の多い帯と正長石の多い帯が縞状に交互するが、多くの場合石英帯或は正長石帯が分岐し、網目状となつている。

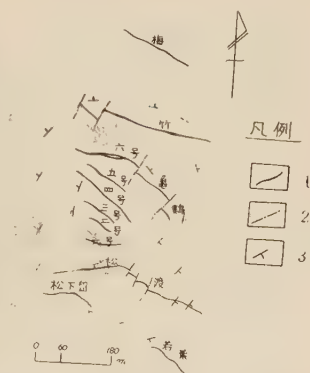
斑晶の石英は、0.5～1mm 内外で融蝕形又は破砕片状を呈している。斜長石は、1mm 内外で殆んど曹長石に変化している。正長石は、0.5mm 内外で絹雲母に交代されている部分もある。石基の石英は、0.3mm 内外の粒状集合となり、正長石は、0.1mm 以下で敷石状に集り、微細な包有物を多量に含んでいる。

角礫部の基質は、一般に微晶質石英が多く、また弱い絹雲母化作用を受けている部分もみられる。角礫の縞状石英粗面岩は、流理或は割目に沿つて微晶質石英が、細脈状に入り込んでいる場合が多い。

以上述べた縞状石英粗面岩 I 型、II 型は、高沢松逸によつて、ともに珪化作用によるものと考へられている。しかし、単にそれが熱水変質作用を受けたものであるかいかについては、疑問とする点がある。

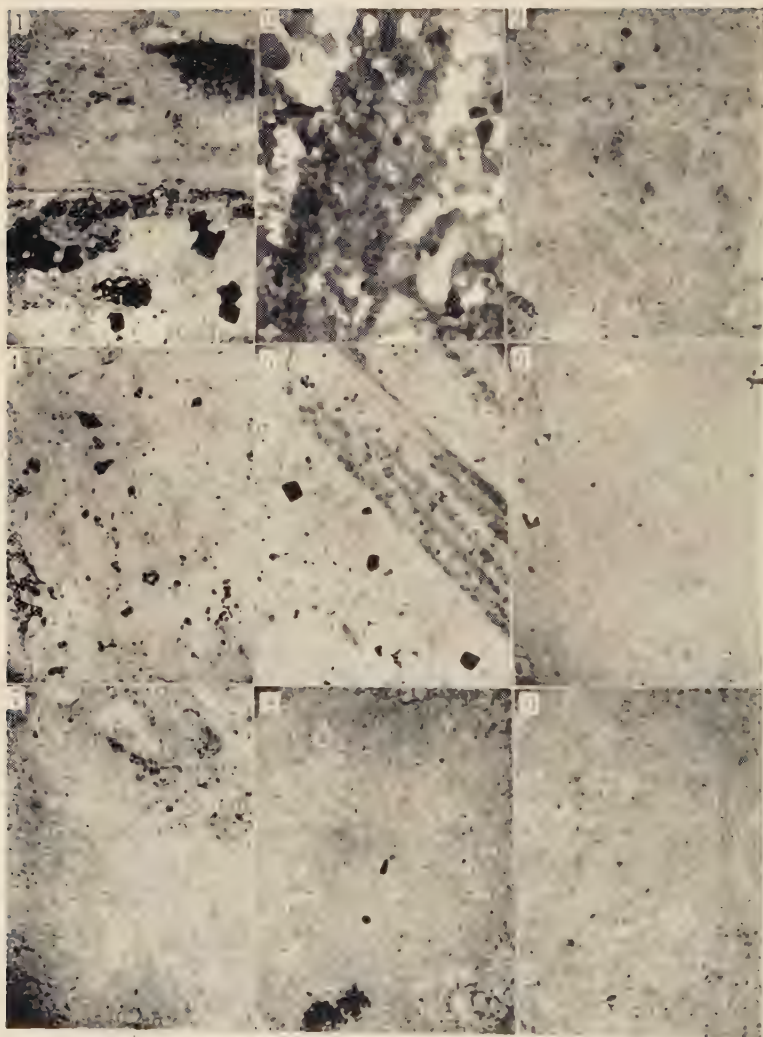
むしろ、筆者は、野外の産状や岩質によつて、玻璃を主体とする流紋岩として噴出し固

第 1 図 母岩の流理の走向傾斜



1…磁脈, 2…断層, 3…流理の
走向傾斜

図 2-4



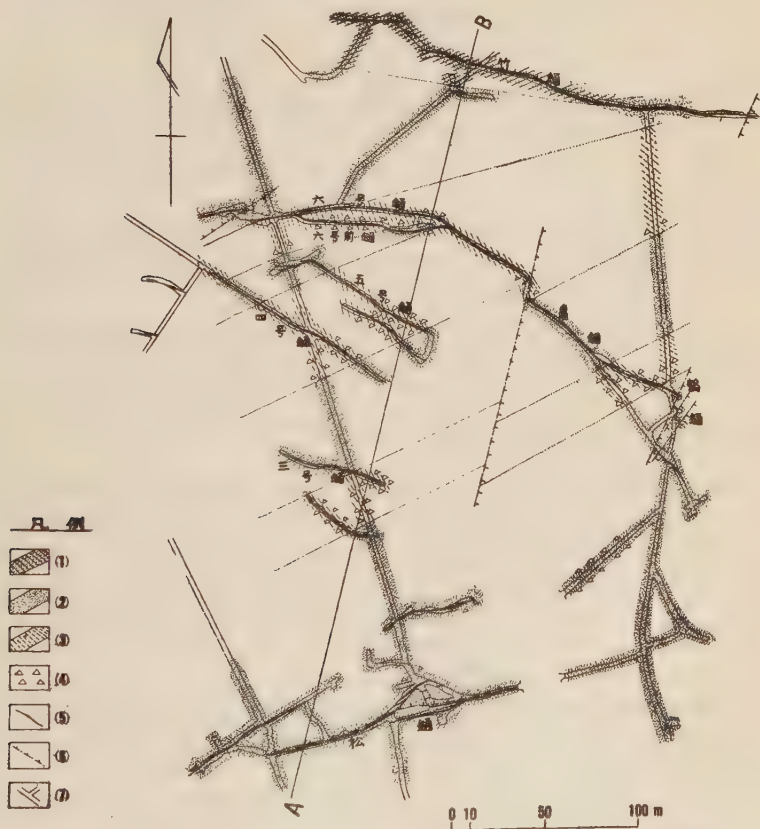
- 1 縞状石英粗面岩 I 型, 2 縞状石英粗面岩 II 型, 3 石英-氷長石化岩
 4 珪化氷長石化岩, 5 珪化氷長石化岩 (わずかに縞状粗面岩に類似),
 6 緑泥石化岩, 7 緑泥石化岩, 8 珪化氷長石化絹雲母化岩,
 9 珪化氷長石化絹雲母化岩

化したが、その後変質作用(deuteric action)によつて、石英や正長石結晶をつくる縞状部が生みだされたと推定するのである。

c) 熱水作用による母岩の変質 縞状石英粗面岩が、“キノコ型”に噴出した後、第1期の熱水変質作用が行われ、中心部及び南部方面に弱い黄鉄鉱化岩が形成された。

この種の変質岩は、其の後の変質作用を受けた岩体の中心部には殆んど認められなく、鉾床の南部にのみ分布している。しかし下部に向うにつれその範囲は広がっている。

第3図 通洞坑に於ける変質岩の分布図



- (1) 珪化氷長石化縞状帯, (2) 珪化氷長石化帯, (3) 緑泥石化帯, (4) 角礫化帯,
(5) 鉾脈, (6) 断層, (7) 坑道

第4図 断 面 図



- (1) 珪化氷長石化縞状帯, (2) 珪化氷長石化帯, (3) 緑泥石化帯,
(4) 黄鉄鈹化帯, (5) 角縞化帯, (6) 鈹脈, (7) 断層

第2期の熱水変質作用は、岩体のごく中心部のみに珪化氷長石化作用、緑泥石化作用が行われ、珪化氷長石化岩、緑泥石化岩が形成された。この変質岩は、第2図に示されるように N60°E 方向に帯状をなして分布するが、下部に向うにつれその分布範囲は狭まっている。

第3期の熱水変質作用は、縞状石英粗面岩及び珪化氷長石化岩が絹雲母化作用を受け絹雲母化岩が形成された。この様な部分は、鈹床周辺部の西部及び西南部に局限され、また下部に向うにつれて認められなくなっている。

この鈹床に示される酸化作用は、上述した種々の母岩を広く覆い、特に鈹床中心部の珪化氷長石化岩、緑泥石化岩中では、下底部までいちじるしく行われている。

1) 黄鉄鈹化岩 この岩石は、坑内で鈹床南部(松下盤鍾及び若葉鍾向立入)に主として認められる。またこの変質岩は、鈹床中心部にも僅かに認められるが、その後の熱水変質作用のためにあまり明瞭でない。

黄鉄鈹化作用は非常に弱く行われ、主に縞状石英粗面岩の流理にそつてみられ、とくに白色～乳白色部と灰白色～灰色部の境界部にあらわれることが多い。この岩石は、前述の縞状石英粗面岩 II 型に黄鉄鈹を多く含むのみで同様の性質を示している。

2) 珪化氷長石化岩 (第2図; 3, 4, 5) この岩石は、殆んど縞状構造を示さないが、部分によりわずかにそれを出すものがある。白色～灰白色又はやや淡緑色を呈しやや脂感をもっている。この岩石中にも、第2図に示した様に少量の角礫がレンズ状に含まれ、また一部ではいちじるしく粘土化を受けている部分もある。

組成鈹物の種類: この岩石は、石英、氷長石が主体で、上述流紋岩類にいちじるしく見られる様な褐色玻璃は、全く見られない。その他黄鉄鈹の仮像をなす褐鉄鈹と、稀に残晶様の斜長石が伴われている。

構造: 石英が主体をなす部分と、氷長石が主体をなす部分とがあるが、すべて粗粒な石英と氷長石の集合体になっている。

石英が主体をなす部分は、少量の氷長石を伴い、石英は、径 0.5mm 内外で不定形の集合を示し、氷長石は、径 0.3mm 内外で菱形の明らかな自形結晶として石英中に散在している。氷長石が主体をなす部分は、レンズ状、塊状になって氷長石が密集し、それは、径

0.1~0.2mm 以下の結晶の集合体を示し、石英は殆んど伴われていない。この様な岩質と縞状石英粗面岩との境界部は、網目状に不規則に接している。

3) 緑泥石化岩(第2図; 6, 7) この岩石は、縞状構造を全く示さず、淡緑色~濃緑色を呈している。この岩石中にも第2図及び第3図に示した様に、緑泥石化岩と珪化氷長石化岩との境界部に、角礫がレンズ状に含まれ、多くの場合や、明瞭な境界で接し、時には弱い粘土化を示している。

組成鉱物の種類: この岩石は、緑泥石、石英、氷長石が主体で、少量の黄鉄鉱、褐鉄鉱が伴われている。

構造: 緑泥石-石英または緑泥石-石英-氷長石の微晶の集合体で、これらの中を網目状微脈状に褐鉄鉱が汚染し、黄鉄鉱も散点している。

緑泥石-石英の部分は、繊維状緑泥石の集合体が弱い流理を示し、その中に微晶質の石英が斑点状、レンズ状に含まれている。緑泥石-石英-氷長石の部分は、全体に比して非常に少く、緑泥石を主とする部分にレンズ状または塊状となつて含まれている。前述の珪化氷長石化岩に類する構造の中に繊維状の緑泥石が、石英-氷長石の細粒部をぬつて存在している部分もみられる。

角礫岩の基質は、微晶質の 0.03mm 内外の石英の集合体で、これの中に少量の 0.03mm 内外の氷長石が認められる。繊維状の緑泥石は、これらの間をぬい、特に角礫の周りに多量にみられる。角礫の縞状石英粗面岩は、灰褐色~黒褐色になり、流理または割目にそつて緑泥石或は石英が脈状に入りこんでいることが多く、全体として弱い緑泥石化を受けている。

4) 珪化氷長石化絹雲母化岩(第2図; 8, 9) この岩石は、縞状構造を全く示さず、乳白色~灰白色を呈している。特に絹雲母化の進んだ軟かい部分には、稀に玉髓質の径3cm 内外の球状体がみられる。

組成鉱物の種類: この岩石は、石英、氷長石、絹雲母が主体で、少量の褐鉄鉱が伴われている。

構造: 絹雲母を主とする部分と、石英-氷長石-絹雲母の部分がみられる。

絹雲母を主とする部分には、氷長石は殆んど認められず、石英も不明瞭になつている。石英-氷長石-絹雲母の部分は、微晶質の石英、氷長石を絹雲母が交代しているのがみられる。これらの間に、稀に粗粒の石英と細粒の氷長石の塊状集合部がみられる。

この岩石中の絹雲母は、示差熱分析によつて決めた。

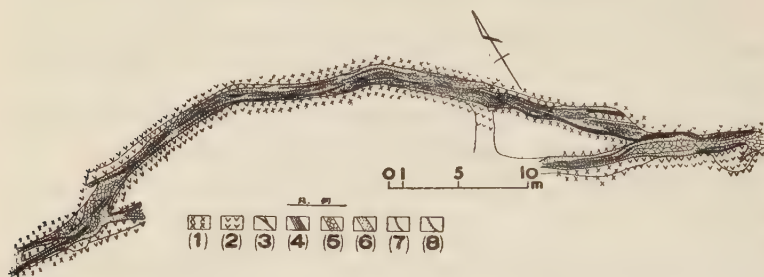
4. 母岩と鉱脈の関係

この鉱床の主鉱脈は、縞状石英粗面岩より変質した珪化氷長石化岩、緑泥石化岩中であつて、その変質範囲の外側に存在する鉱脈は少く、あつても稼行の対象になるものは未だ知られていない(第2図参照)。更に、変質範囲内の鉱脈でも富鉄体とみられる部分は、主として緑泥石化岩中にある。珪化氷長石化岩中でもいちじるしく破碎されている部分に生成された鉱脈には、稀に富鉄体(松鍾一部、渡鍾、鶴鍾)がみられるが、その規模は、緑泥石化岩中の富鉄体に比べ、極めて小規模である。

多くの場合、鉱脈と同方向に幅 1~3m 内外の破碎帯が存在し、鉱脈は、この破碎帯のほぼ中心部に生成されていることが多い。

鉱脈 (特に 2~6号鍾, 6号前鍾) は, この変質岩帯と交叉し, 珪化氷長石化岩中と緑泥石化岩中とでは, その脈構造が異なり, 第 5 図に示されているように銀黒の存在にも関係する。

第 5 図 変質岩と鉱脈の相互関係 (下 1 中段 6号前鍾)



- (1) 緑泥石化岩, (2) 珪化氷長石化岩, (3) 銀黒, (4) 黒色石英,
 (5) 灰白色~灰色石英, (6) 白色~乳白色石英, (7) 土鉱状粘土,
 (8) 母岩より変質した粘土

富鉱体の存在する緑泥石化岩及び破碎のいちじるしい珪化氷長石化岩中では, 母岩と鉱脈との境界部が不明瞭で, 脈幅も概して広くなっている。こゝでは, 鉱脈生成時から引続いて行われた破碎作用がいちじるしくあらわれ, 第 1 期石英は, ことごとく破碎され, 更にこの部分に第 2 期石英が充填し, 銀黒が両側及び中心部に形成されている。

鉱脈は, 珪化氷長石化岩及び縞状石英粗面岩中にうつるにしたがつて, 脈の両盤は次第に明瞭になり, 脈幅も狭まってくる。この様な部分では, 第 1 期石英は, 破碎されることも少く, 主として下盤のみに限られ, 第 2 期石英による充填も悪く, 銀黒の発達はいちじるしく弱くなっている。絹雲母化岩中では, 両盤はやゝ不明瞭になり, 脈の分岐がいちじるしく, 第 1 期石英のみがみられ次第に尖滅している。

富鉱体の分布が上下にも続かない事は, 変質作用による変質岩や, 破碎帯が, 下部になるにつれいちじるしく弱くなり, 範囲も狭まることによるものであろう。

a) 縞状石英粗面岩中の鉱脈 この種の母岩中に見られる鉱脈は, 延長短く脈幅も概して狭い (断層裂隙を充填した竹鍾は例外)。その両盤は, 明瞭で非常に単純な脈構造を示し, 金銀の濃集部は全くみられない。鉱脈の大部分は, 第 1 期石英がしめ, その後の鉱脈の破碎作用によつて, 下盤が僅かに破碎され, 第 2 期石英は, 主としてその破碎部をみたし, 銀黒の発達は非常に悪く, 又黒色石英の量も竹鍾以外は, 他の脈に比べて少い。

断層裂隙を充填した竹鍾は, 脈幅は広いが, 殆んど第 1 期石英のみで, 上述の構造と全く同様である。

鉱脈をほぼ中心としている破碎帯は, この岩石中では非常に幅が狭く, 部分によつては, 破碎のみられないところもある。

破碎帯の岩石を検鏡すると, 石英帯と正長石帯の平行配列は殆んど認められなくなり,

石英帯と正長石帯が入りみだれ、これらの中に二次的な微晶質石英体が脈状に入りこんでいる。

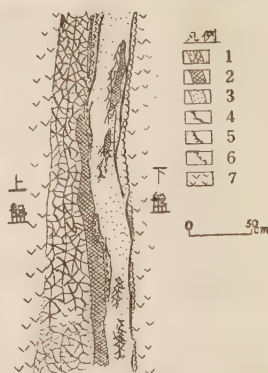
鉍脈ぎわの岩石は、いちじるしく珪化され、微晶質石英、寄木状石英が脈状に入りこんで、石英帯、正長石帯は、一部に残存されている。

b) 珪化氷長石化岩中の鉍脈 この種の母岩中に見られる鉍脈は、断層裂隙を充填した松鍾を除いて概して脈幅は狭く、両盤明瞭で、脈構造も単純なものが多く、金銀の濃集部は全くみられない。然し母岩がいちじるしく破碎された部分に見られる鉍脈では(松鍾1部、渡鍾、鶴鍾)、脈幅も広く、両盤特に下盤側は不明瞭になつて、この部分にのみ銀黒が多く形成されている。

このうち、特に渡鍾、鶴鍾は、破碎帯が雁行状に形成されていた部分を縫つて生成したために、階段状鉍脈になり、屈曲部は、(鉍脈生成後屈曲部は断層で切られた)脈幅も広く、両盤は不明瞭になり、この部分に富鉍体が形成されている。

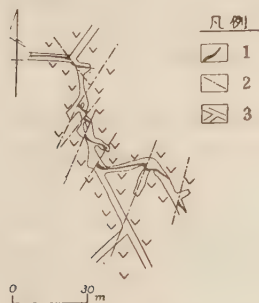
一般にこの母岩中にみられる鉍脈は、上述の縞状石英粗面岩中の鉍脈と同様な構造を示している。断層裂隙を充填した松鍾は、脈幅は広いが、第1期石英が多く、上述の縞状石英粗面岩中の鉍脈の構造と大差なく、下盤側に僅かに銀黒が形成されている。破碎のいちじるしい部分に生成された松鍾の1部、渡鍾、鶴鍾で

第6図 珪化氷長石化岩中の鉍脈の構造 (松鍾通洞西部)



- 1 灰色～灰白色石英、2 黒色石英、3 白色～乳白色石英、4 銀黒、5 母岩より変質した粘土、6 土鉍状粘土、7 母岩

第7図 渡鍾下2坑道に於ける断層と鉍脈の関係



- 1…鉍脈、2…断層、3…坑道

とみられる黒灰色の粘土を狭んでいる。

破碎帯の岩石を検鏡すると、石英、氷長石ともいちじるしく汚れ、これらの中を細脈状に微晶質、寄木状或は柱状の石英が入りこんで、母岩の石英を不規則に交代している場合

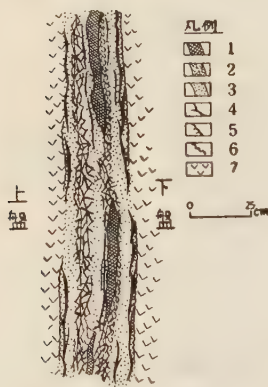
は、第1期石英がほぼ完全に破碎されて、特に下盤側はいちじるしい。その破碎部にそつて第2期石英が充填し、いちじるしく銀黒を濃集して富鉍体を形成している。

鉍脈形成後の運動によつて、第1期石英と第2期石英の境界部には、酸化のいちじるしい粘土或は土鉍状の粘土を、下盤側には、母岩から変質した

が多い。鉍脈ぎわの岩石は、いちじるしく珪化され、寄木状石英が主体となっている。

c) 緑泥石化岩中の鉍脈 この種の母岩中に見られる鉍脈(2~6号鉍, 6号前鉍)は、この鉍床中最も脈幅が広く、複雑な脈構造をもち、その両盤は、不明瞭な部分が多く銀黒がよく発達し、この鉍床随一の富鉍体を形成している(但し、断層裂罅を充填した6号鉍は、第1期石英が主体で、前述の松鍾と大同小異である)。

第8図 緑泥石化岩中の
鉍脈の構造 (6号前鉍下1中
段)



1 黒色石英, 2 灰色~灰白、
色石英, 3 白色~乳白色石
英, 4 銀黒, 5 母岩より
変質した粘土, 6 土鉍状粘
土, 7 母岩

鉍脈は、第1期の灰白色石英が主体で、破碎の程度は末端になるにつれて弱まり、第2期石英は、殆んどみられない。

母岩の破碎は、鉍脈の両側で殆んどみられなく、鉍脈ぎわの岩石は、微晶質石英、寄木状石英が脈状に入りこみ、絹雲母は、一部に掃きよせ状に集められた部分のみみられるが、概して珪化作用は弱い。

酸化作用は、縞状石英粗面岩中の鉍脈では、殆んどみられないが、たゞ断層裂罅を充填した鉍脈附近では、やゝいちじるしくみとめられる。珪化氷長石化岩及び緑泥石化岩中の鉍脈では、非常にいちじるしく、褐色の外観を示して、鉍脈全体を非常にろくしている。

5. 鉍床の成因的考察

この鉍床附近一帯に広く分布し、鉍床を胚胎する石英粗面岩は、凡そ N20°E 方向の構造運動に伴つて、運動方向に長軸をもついわゆる“キノコ型”の熔岩として噴出したものの様である。石英粗面岩の噴出直後、この岩石は、引続き噴出の中心部より広域に deuteric action をこうむり、玻璃質の石英粗面岩の流理にそつて、石英と長石を晶出し、縞

鉍脈は、第1期石英が完全に破碎され、それが最も強く行われた両盤側にいちじるしく第2期石英が選択充填し、更に中心部の破碎された部分にも及んで、それぞれ両盤側或は中心部にも銀黒を形成し、第2期石英のいちじるしい部分では、やゝ対称構造を示している。第1期石英と第2期石英の境界部には、酸化のいちじるしい粘土或は土鉍状の粘土がみられ、盤側特に下盤側には、母岩から変質したとみられる黒青色粘土を狭んでいる。

破碎帯の岩石を検鏡すると、繊維状の緑泥石を切つて、石英が細脈状に入りこみ、緑泥石と細脈との境界部は、褐鉄鉱で汚染されていることが多い。鉍脈ぎわの岩石は、いちじるしく珪化され、殆んど0.05mm内外の石英で置きえられ、緑泥石は、一部に掃きよせ状に集まつている様な部分のみみられる。

d) 珪化氷長石化絹雲母化岩中の鉍脈 この種の母岩中に見られる鉍脈は、この鉍床の西部末端部をしめるもので、それらは、分岐がいちじるしく、母岩と両盤との境界は全く不明瞭で、単純な末端鉍脈を形成し、銀黒は殆んどみられない。

状構造をもつ I 型及び II 型の縞状石英粗面岩が生みだされた。この変質作用が終ると、この鉍床母岩の熱水変質時期に入り、第 1 期の変質作用は、この岩体の中心部及び南部に、弱い黄鉄鉍化作用が行われた。黄鉄鉍は、ほぼ流理に平行して配列し、特に石英帯と正長石帯の境界部に多くみられる。第 2 期の変質作用は、この岩体の中心部(現在の鉍床附近)に N60°E 方向の構造運動に伴って珪化氷長石化作用、緑泥石化作用が行われた。この変質作用は、両者同時期のものと考へられ、それによる変質岩が N60°E 方向に帯状に交互してあらわれているのはいちじるしい事実である。この変質作用の末期より、西部地域の一部に絹雲母化作用が行われた。

以上で鉍脈生成前の母岩の広域熱水変質の時期が終つたのである。

この熱水変質作用が一応終ると、N80°W 前後の方向に断層運動が生じ、竹鍾、6号鍾、松鍾等は、この時期の断層裂罅を後の鉍化作用により充填した鉍脈である。

次いで鉍脈生成の時期に入り、主として前述した熱水変質帯中に、N60°W 前後の構造運動に伴って破碎帯が生じ、十数条の平行な破碎帯(裂罅帯)が形成された。この裂罅帯の形成について高沢松逸¹⁾は、構造運動の外に縞状石英粗面岩の流理線にそう最大張力の影響を考え、即ち、流理構造に支配されて生成した節理の方向に裂罅帯が形成されたと述べている。

この裂罅帯は、幅 1~3m 内外のものでやゝ膨縮するが、一般に緑泥石化岩中では、他よりも幅が広く形成されている。

引続いてこの裂罅帯中に鉍化作用が行われ、鉍脈を形成した。先づ第 1 期の有用金属を含まない珪酸溶液が、石英脈を形成した。裂罅帯をつくつた構造運動は、鉍脈形成後まで弱く続いたため、第 1 期の石英等は破碎され(母岩の硬軟、或は母岩の破碎帯の広狭によつて鉍脈の破碎の程度に差がある)、引続いて第 2 期の有用金属を含む鉍液が、その破碎部を縫つて選択的に石英及び銀黒等の沈澱を行つた。

この鉍化作用と同時期に、前述の断層裂罅にも鉍化作用が行われて、鉍脈を形成した。鉍脈は、更に引き続いた弱い構造運動のために、走向断層や、種々の粘土をつくつた。

この様にして、鉍脈は、形成されたのであるが、最も有用金属の沈澱に適した位置を示したのは、熱水変質時期の構造運動による破碎帯中及び緑泥石化岩中であつたため、これら岩石中には、富鉍体が形成されている。

其の後、渡鍾、鶴鍾等は、N30~40°E の断層運動を前述の屈曲部に受けた。

母岩及び鉍脈は、鉍床の中心部から酸化作用がいちじるしく行われた。このために鉍脈は、二次的に金銀分の流動沈澱を起し、一般に下二坑附近では、銀黒の流動沈澱によりいちじるしく高品位を示している(地表より約 100m 内外)。特に渡鍾、鶴鍾等では、銀黒の流動がいちじるしく、金分は、凡その他の 2 倍の品位を持つようになったが、銀分は、流動逸散して金分の比程高くない。

その後酸化作用及び風化作用が進むにつれて、上部の母岩は、土状様になり一部に 2 段、3 段の大きいスベリの現象が流理にそつて示され、上部鉍脈は、このために完全にその形態を破碎されている部分もある。

以上の鉍床生成過程を図示すると次の様にあらわされる。

1) 高沢松逸：前出，1956

第1表 沼ノ上 鈹床の生成過程

火成時期		變質時期			鈹化時期		降水時期
石英粗面岩の噴出	deuteric action	黄鉄鈹化作用	珪化氷長石化作用 綠泥石化作用	絹雲母化作用	第1期鈹化作用	第2期鈹化作用	酸化作用 (二次富鈹作用)
	角礫帯形成	破碎帯形成		断層形成	破碎帯形成	断層形成	

6. あとがき

1) 鈹床は、石英粗面岩質岩石中に生じた浅熱水裂溝充填鈹床である。鈹床を胚胎する母岩は、石英粗面岩であるが、これは噴出後の deuteric action によつて特殊な岩質を示すに至つた。

2) 鈹脈生成に先立ち、熱水變質作用を受けた母岩は、1) 黄鉄鈹化岩、2) 珪化氷長石化岩、3) 綠泥石化岩、4) 珪化氷長石化絹雲母化岩等に変化し、これら各變質岩は、ほぼ帶狀分布を示している。これらの中に生じた鈹脈は、それぞれの変質岩に依じて、その形態を異にしている。

3) 富鈹体の殆んどは、綠泥石化岩中に存在する鈹脈中であつて、他の變質岩中には、銀黒の濃集部は殆んどみられない。

4) 一般に母岩及び鈹脈共にいちじるしく破碎作用及び強い酸化作用を受けており、その結果金銀の流動沈澱を起して、一部に二次的富鈹体を形成している。

要するにこの鈹床は、石英粗面岩の噴出時より始まる一連の構造運動と、密接な関係をもつて生成されたものと考へられ、鈹脈の性質は、母岩の変質と密接な関係をもち、この相互関係を究明することによつて、探鈹の指針が得られるものと考へられる。

鉱物学及び結晶学

8035, 閃亜鉛鉱の表面構造 Verma, A. R.

Missouri 州, Jasper County, Joplin 産の閃亜鉛鉱の天然の結晶面を位相差顕微鏡を用いて観察した。結晶は {111} 面が発達し、時に {100} を伴う。低倍率では四面体の面上に三角形の growth terrace 乃至 line がみられ、この方位は四面体と同じである。又完全な trigon, 三角形の pit 等も認められた。100~300 倍では多くの美事な growth spiral がみられる。Spiral は同一面でも巻き方の方向は一定でない。更に高い倍率では小さな三角形の集った生長模様が観察された。これらの観察は dislocation の理論で説明される。(Min. Mag., 31, 136~144, 1956) [横山]

8036, Connecticut 産緑簾石 La-pham, D. M.

Connecticut 州, Danbury 東方の Hawleyville 附近に於て、中〜粗粒の閃緑岩のほぼ水平な割れ目に沿つて、prochlorite—磷灰石—正長石—石英ベグマタイトが見られ、無色乃至黄褐色、放射状集合体の緑簾石が産した。屈折率は $\alpha=1.726$, $\beta=1.735$, $\gamma=1.741$, 光学性負, 比重 3.321 で化学分析の結果は SiO_2 37.96, Al_2O_3 27.34, FeO 0.97, Fe_2O_3 8.88, MnO 0.16, CaO 22.07, MgO 0.34, $\text{H}_2\text{O}(+)$ 2.14, $\text{H}_2\text{O}(-)$ 0.08 計 99.94% である。X線粉末写真をとり、他産地の緑簾石、黝簾石、斜黝簾石と比較検討した所、これら三者は構造的に類似するが、二三の線に差異があり、又緑簾石と斜黝簾石は Fe の含有量によつて区別

するよりも光学性の正負による方が区別し易く、特に緑簾石は網面間隔 d の小さいものの方が色が濃い。(Am. Min., 42, 62~72, 1957) [横山]

8037, 新鉱物 magnussonite Gabrielson, O.

Sweden の Langban 鉱山から産した二次的の緑色鉱物は満俺の含水亜硫酸塩鉱物で新鉱物と決定された。この鉱物はハウスマン鉱を含む苦灰岩や、赤鉄鉱、方解石, trigonite, dixenite, 含 Mn 蛇紋石等の割目中に細粒状をなして附着している。結晶形は明らかでないが、光学的に等方性で、屈折率は $n=1.980 \pm 0.005$ である。硬度は 3.5~4, 比重は 4.30 である。X線粉末写真から $a_0=16.05=0.005 \text{ \AA}$ と測定され、化学分析の結果から化学式は $(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Cu})_5 (\text{OH}, \text{Cl}) (\text{AsO}_3)_3$ と求められた。鉱物名は Langban 鉱山の地質学、鉱物学に貢献した N. H. Magnusson 教授に因んで名付けられた。(Arkiv Min. Geol., 2, 133~135, 1957) [長谷川]

8038, 満俺重石—鉄重石系鉱物の成分と加熱による安定度との関係 Berman, J., Campbell, W. J.

この系の鉱物即ち鉄満俺重石(wolframite)は斜方晶系の鉄重石(FeWO_4)と単斜晶系の満俺重石(MnWO_4)との連続固溶体をなすものである。新に求めた端成分の格子恒数は次の如くである。 FeWO_4 : $a_0=4.73$, $b_0=5.70$, $c_0=4.92$, $\beta=90^\circ 0'$; MnWO_4 : $a_0=4.82$, $b_0=5.76$, $c_0=5.00 \text{ \AA}$, $\beta=91^\circ 7'$ 。 FeWO_4 を空気中で加熱すると、 Fe^{+2} は Fe^{+3} に酸化され、この酸化は $400 \sim 450^\circ$ から始まり温度の上昇と共に急速に進み、 850° では未だ FeWO_4 の構造が残っているが 950°

に於いては、構造の異なる Fe^{+3} のタングステン酸塩 ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{WO}_3$) と WO_3 に分解する。 MnO 量が増すにつれこの酸化分解はさまたげられ、 MnWO_4 は 950° に熱しても分解しない。つまり wolframite は Mn に富むもの程、加熱に対して安定で、 950° 空気中での加熱による反応式は次の式で示される。 $(\text{Fe}, \text{Mn}) \text{WO}_4 + \text{O}_2 \rightarrow (\text{Mn}, \text{Fe}) \text{WO}_4 + \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot x\text{WO}_3 + \text{W O}_3\text{He}$ ガス中では FeWO_4 , MnWO_4 共酸化分解は行われぬ。(Rep. Invest. Bureau of Mines, U. S. Dep. Interior, Jan., 1~14, 1957) [長谷川] 8039, 炭酸塩質岩石中の苦灰石と方解石の組成比の X 線決定 Tennant, C. B., Berger, R. W.

Masachusetts 州, Lee 産の粗粒結晶質の苦灰石 (CaCO_3 54.26%, MgCO_3 45.18) を種々の割合で純粋な方解石と混合した試料をつくり、ガイガーカウンター X 線計数装置を用いて、方解石の最強線 3.03\AA と苦灰石の最強線 2.88\AA の強度を比較し、苦灰石の Wt. % に対する関係を示す図表を作成した。この曲線を用い、8 個の試料について苦灰石の含有量を求めた所苦灰石 30~80% の間では、化学的に求めた値とよく一致した。(Am. Min., 42, 23~29, 1957) [横山] 8040, 斜長石の粉末像と格子恒数 (I): 曹達質斜長石 Smith, J. V.

$\text{An}0\sim50$ の範囲の分析値のある、ベグマタイト、深成岩等の斜長石 9 個と、無水合成物 4 個の X 線粉末記録を指数づけし、 a^* , b^* , c^* , α^* , β^* , γ^* を計算した。二群の斜長石の値は、各々連続した二系列をなし、両者の差は $\text{An}0$ で最大で Ca 分と共に小となる。又各々の系列では、成分による変化は、合成物ではわずかだが、天然物では大きく、殊に γ^* は最も著しい。石英安山岩中のもとの、不十分に

熱したベグマタイト中のものは、中間の値を示した。なおこの範囲では成分決定には粉末像は役に立たない。(Min. Mag., 31, 47~68, 1956) [宇留野] 8041, 斜長石の粉末像の変化 Smith, J. R., Yoder, H. S.

各成分にわたる、分析値のある天然斜長石 66 個、無水合成物 11 個、熱水合成物 4 個の X 線粉末記録から、 2θ (131° ~ 131°) を求め、成分に対する変化を調べた。厚い成層塩基性貫入岩体の斜長石と無水合成物とは、二つの限定された曲線をなし、各々を Bushveld 型及び最高温型斜長石と名づけた。火山岩や半深成岩の斜長石や、熱水合成物はその中間にくるが、今まで低温型に入れられていた天然物も、単一の曲線では代表出来ないことが分つた。なお上述の曲線で成分決定出来ないが、成分が与えられるなら、転移の度合を知るのに役に立つ。(Am. Min., 41, 632~647, 1956) [宇留野] 8042, シリカ構造相の研究 (II): FePO_4 , FeAsO_4 , MnPO_4 , BPO_4 , AlVO_4 その他について Schafer, E. C., Schafer, M. W., Roy, R.

$\text{A}^{+3}\text{B}^{+5}\text{O}_4$ 型化合物の構造型をしらべた。 FePO_4 は石英型構造をもち、低温型と高温型の転移は 707°C で行われる。鱗珪石型、クリストバル石型のは存在せず、 1230°C で熔融する。 FeAsO_4 については明瞭な構造型は見られなかつた。 MnPO_4 は熱水状態に於いて石英型とクリストバル石型とが作られ、両者の転移点は 813°C である。 MnAsO_4 : $\text{MnAsO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ 或いは $\text{Mn}_2\text{As}_2\text{O}_7$ が得られ、無水の MnAsO_4 は得られない。 AlVO_4 : 無水或いは熱水状態に於いても、石英型構造は見出されない。 BPO_4 : 乾燥状態で加熱すると低温クリストバル石型が得られる。石英型の生成は困難であるが 80

0°C, 20,000 psi の熱水状態に於いて作られた。BAsO₄: 低温クリストバル石型のものが得られ、石英型は得られない。

A³⁺B⁵⁺O₄ 化合物に於いて、イオン半径 (A+B)/2 が小さい BPO₄ (0.29), BAsO₄ (0.34) はクリストバル石型を取り易く、SiSiO₄ (0.42), AlPO₄ (0.43) は石英型、鱗珪石型、クリストバル石型三者が存在し、FePO₄ (0.49), GaAsO₄ (0.54) では石英型のみしか存在しない。更に AlSbO₄ (0.56), GaSbO₄ (0.62) に於いてはルチル型となる。(Zeit. Krist., 108, 263~275, 1956) [長谷川]

岩石学及び火山学

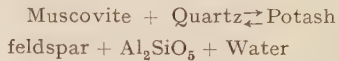
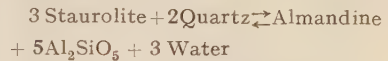
8043, North-West Jersey に見られる接触現象 Henson, F. A.

North-West Jersey の Armorican granite と Le Pulecq 地方に於ける Precambrian の堆積岩類との野外的関係を接触岩類の岩石学記載と共に記述したもので、接触部に於ける花崗岩及び堆積岩中に含まれる微量成分の検出を行い、又 granite が現在の位置を占めた機構について述べたものである。花崗岩化作用の局部的なものは認められるが、之の花崗岩全部がこの作用に依つて生じたと云う野外的な証拠は認められない。周縁部の花崗岩及び堆積岩中には薄い不規則な塩基性岩帯が含まれているが、之はその場所に於て既存岩石が局部的に basification を受けたものである。L'Etacq に於て交代組織を示す細粒の石英-長石質周縁部を伴う黒雲母富裕帯が存在する事は交代作用が行われている間に接触帯が外側に移動した事を示すものである。接触部の微量元素の検出結果から、granite が現在の位置を占める間に granite から堆積岩の方に物質の移動が行われた事が

分ると云う。(Geol. Mag. 93, 473~484, 1956) [植田]

8044, 中程度の広域変成作用に於ける泥質岩石の変成相境界 Francis, G. H.

Inverness 州, Glen Urquhart の Moine 系の広域変成作用による泥質岩起源の変成岩の研究によつて著者は従来の中位の変成相と変成亜相の境界を調べ、変成作用に次の二つの重要な反応を強調する必要性を述べている。



種々の変成岩類を P-T field に plot すると上述の如き脱水反応の温度-圧力曲線は蒸気圧の chemical potential に従つて各々の場合 変化すべきであるが、然し研究の結果では 1 広域変成地域と他の変成地域にその曲線のづれはたいしたことが無く、之は揮発性物質の逸出が多く、の広域変成地域の変成作用に広く類似するものであることを示す為であると云う。(Geol. Mag. 93, 353~368, 1956)

[植田]

8045, スパー石の合成及び珪灰石+方解石 ⇌ スパー石 + CO₂ Tuttle, O. F., Harker, R. I.

Cold-seal pressure vessel を用ひて 700~1000°C, CO₂ 圧力 400~5500 lbs/in² の範囲で珪灰石+方解石 ⇌ スパー石 + CO₂ 関係の一変系 PT 曲線を決定した。5000 lbs/in² CO₂ 圧力下 1000°C 内外でこの反応はおこる。この曲線の低温側領域では方解石+珪灰石+スパー石、或は方解石+珪灰石+CO₂、その高温側領域では方解石+スパー石+CO₂、或は珪灰石+スパー石+CO₂ が夫々安定に共存することが出来る。理論的考察からは ti-

lleyite は上記 PT 曲線の低温側に安定範囲を期待される。然し本実験では tilleyite は合成されなかつた。次の事が考えられる。即ち認められている tilleyite の成分に誤りがあるか、或はスパー石の観察された分解が metastable であるかもしれない。或は決められた PT 曲線が珪灰石、方解石、スパー石、tilleyite 及び CO_2 の五相を含む 5 重点に於て終るものかもしれない。その場合には次の 2 の場合が考えられる。即ち tilleyite が CO_2 の低圧力下で不安定な場合及び高い圧力下で不安定な場合とである。両者に対する仮説的な PT 図を示して考察が行われている。(Am. Jour. Sci. 255, 226~234, 1957) [千藤]

8046, Criffell-Dalbeattie 花崗閃緑岩複合体 Phillips, W. J.

南西スコットランド Criffell-Dalbeattie 花崗閃緑岩体は 3 の花崗閃緑岩 (intermediate, main, porphyritic の 3 花崗閃緑岩) 及び Bengairn 石英閃緑岩から成る。露出岩体の 4/5 は主要花崗閃緑岩 (main) で占められる。本論文の大部分はこの主要深成岩体の岩石学的記述、構造及び位置の占め方の研究である。主要花崗閃緑岩は押分け貫入及び母岩の多少の同化作用によつて岩漿として位置を占めた。この複合体の西端にある中間性花崗閃緑岩は主要深成岩体に關聯をもつが、後者より前に位置を占めておる。又前者はその西及び北側に分布する Bengairn 石英閃緑岩を貫入している。石英閃緑岩は permeated ホルンフェルスの交代変質及び可動化によつて発達したと考えられる。中間性花崗閃緑岩々漿は母岩の交代変成の最終結果を表わすかもしれない。可動化した permeated 物質の相対的な小運動及び内部的循環は本質的な岩漿性を変へる事が主張される。中間性花崗閃

緑岩と石英閃緑岩との密接な随伴は permeated ホルンフェルスの岩漿化によつて花崗閃緑岩質岩漿を生成する可能性が現在本地域に露出するレベルよりも著しくは深くないレベルにあつたことを示していると云う事が出来る。比較的後期の主要花崗閃緑岩の塩基性部は同化作用の結果に帰せられ、それは岩漿の長い活潑な生命のある中に終つた。玢岩-斑岩の小岩脈類及び細粒花崗閃緑岩は花崗閃緑岩岩漿 (それは最後に中央斑状花崗閃緑岩として固結した) の結晶作用の種々の時期に關係するものである。(Quart. Jour. Geol. Soc. Lond., 112, 221~239, 1956) [千藤]

8047, 北東オレゴン州 Elkhorn 山脈の地質—Bald Mountain 底盤, Taubenbeck, W.H.

北東オレゴン州の Elkhorn 山脈中にある Bald Mountain 底盤は二疊紀の堆積岩類及び三疊紀の変斑礫岩〜蛇紋岩系列に貫入している。本底盤は少くとも 8 の異なる岩型から成る複合岩体で、塩基性から酸性への順序で生成せられている。即ちノーライトに始まり、トナル岩、花崗閃緑岩、優白質花崗閃緑岩、最後に優白質石英モンゾニ岩の順で位置を占めた。トナル岩及び花崗閃緑岩は相互に移化し露出底盤 (171 平方哩) の 97% を占める。此等各岩型の岩石学的記載及び光学性を挙げ、特に多くの容量比を測定した。ジルコン (300 個) の大きさの測定、牛來の斜長石双晶測定を行つた。尚化学成分は 12 個を挙げている。これらの岩石学的事実及び野外観察から本底盤の各岩石単位は岩漿から結晶したことを決論する。ストーピングに対する直接証拠は限られており、野外事実は押分け貫入を示している。花崗岩化作用地域は限られた産状で岩漿活動の副産物である。その量比より花崗閃

緑岩類の貫入順序は ノーライト質岩漿の
分別結晶では説明されない。ノーライト
岩漿が固結した後に 大規模な貫入岩体及
び優白質岩体が生じた。中性～酸性岩体
はノーライト質岩漿の分化物とは異なる岩
漿から生じた。斜長石及びジルコンの
性質からはトナル岩及び花崗閃緑岩と優
白質の花崗閃緑岩及び 優白質石英モンゾ
ニ岩とは 個々に結晶した異なる岩漿から導
かれたと認められる。大規模な貫入体が
位置を占めた後、優白質岩の貫入前にこ
の底盤は その場で分化し、そして中心部
の花崗閃緑岩に漸移する 周縁相トナル岩
をつくつた。(Bull. Geol. Soc. Am.,
181~238, 1957) [千藤]

金属 鉬 床 学

8048, 硫鉄ニッケル鉬と 磁硫鉄鉬の共
生 Hawley, J. E., Haw, V. A.

金属鉄粉、ニッケル及び 硫黄を用いて
(Fe, Ni)_{1-x}S の固溶体を 500~1300°C
の温度で合成し、これを用いて更に窒素
気流中で 800°C, 72hrs. 加熱後、48hrs.
かゝつて徐冷し、顕微鏡下で 観察した結
果次の様なことが判つた。1) (Fe, Ni)
S_{1.0} における Ni: Fe=5:95 の場合は
殆んど安定で離溶現象は認められず 均質
な磁硫鉄鉬であるが、2) Ni: Fe=10:
90 の場合は 磁硫鉄鉬中に 葉片状、火焰
状、紐状乃至レンズ状、細脈状等の 硫鉄
ニッケル鉬が生じる。3) 更に Ni: Fe
=20:80 の場合には 硫鉄ニッケル鉬の火
焰状組織のほか粒状組織がみられ、4) Ni
: Fe=30:70 及び Ni: Fe=55:45 の
場合には Widmanstätten 組織のほか
に稍々不規則な レンズ状、火焰状、細胞
状、脈状等の 硫鉄ニッケル鉬が 現出する。
そのうち Widmanstätten 組織は 磁硫
鉄鉬の錐面に平行な面に沿つて 硫鉄ニツ

ケル鉬が析出した結果生じたものであり、
また火焰状乃至脈状のものは 高倍率下で
雁行状を呈する。

上記の共生組織は 固溶体の離溶の結果
生じたものであると思われるが、硫鉄ニ
ツケル鉬の析出は S: (Fe+Ni) の値の
減少を意味し、必然的に 硫黄の逸失を考
えなければならない(併し、Kullerud は
硫黄の逸失を考えず、逆に 磁硫鉄鉬にお
ける硫黄の増加を推定している)。このこ
とは脈状乃至葉片状硫鉄ニツケル鉬 が磁
硫鉄鉬固溶体の裂開や裂隙に沿つて 屢々
析出している事実より一応頷かせる。
(Econ. Geol., 52, 132~139, 1957)

[荻木]

8049, Nova Scotia にみられる有機
物質の鉬化作用 Wiese, R. G.

鉬化は Antigonish County, Nova
Scotia, Cape George 附近に露出する
上部 Mississippian Ardness の堆積岩
中特に有機物質を多量に含む 石灰質砂質
頁岩中に限られて行われ、それらの有機
物質を交代している。生成鉬物は 黄鉄
鉬、輝銅鉬を主とし 黄銅鉬、斑銅鉬、黝
安銅鉬、黝砒銅鉬、閃亜鉛鉬、方鉛鉬等
で何れも交代作用による cell 或は com-
pressed cell structure を示し、その中
央部に有機物質を残す。これら有機物質
は黄鉄鉬、輝銅鉬の鉬化の順に従い 著し
く交代されて屢々ゲル状として 輝銅鉬中
に含まれる。一方輝銅鉬は 有機物質のみ
ならず cell form を示す黄鉄鉬をも交代
して、その境界に反応相としての 斑銅鉬
を生成せしめている。成因として、岩漿起
源に無関係な鉬液が 有機物の多い頁岩中
で低温低圧のもとで先づ有機腐敗物質に
よつて沈澱作用を惹起し更に吸着作用、或
は化学反応の諸過程を経て種々の鉬物を
生成したと考えられる。(Econ. Geol.,
52, 76~82, 1957)

[田代]

8050, Colorado 台地のウラン鉍床生成温度に関する鉍物学的証據 Coleman, R. G.

当地域のウラン鉍床からは閃ウラン鉍, coffinite, パナジン酸化物及び硫化鉍物を産する。この内、ウラン鉍物、パナジン鉍物のみの安定範囲を求める事は困難であるが、これらと初生的に共生する硫化鉍物を検討する事によつて、ウラン鉍床そのものの生成条件を推定する事が可能である。Happy Jack 鉍山及び Hidden Splendor 鉍山産閃亜鉛鉍は黄鉄鉍、閃ウラン鉍と同時期のものであるが、この閃亜鉛鉍に含まれる Fe を定量して FeS% (excess iron sulphide) を求め Kullerud の FeS-ZnS 系平衡図に基いてその生成温度を推定した結果は次の如くである。

Happy Jack 鉍山：単位格子 5.4107 ± 0.0003 , FeS (wt. %) 0.11, 温度 $< 138^{\circ}\text{C}$.
Hidden Splendor 鉍山：単位格子 5.4101 ± 0.0002 , FeS (wt. %) 0.28, 温度 $< 138^{\circ}\text{C}$.
Gruner, Miller によれば、閃ウラン鉍は最低 50°C , 酸性溶液から沈澱すると述べ、Hoekstra, Fuck の合成実験によれば coffinite はアルカリ条件下で、 250°C に於て生成すると説明している。それ故、当地域の鉍床生成温度は、母岩堆積時の温度と大差は無いものと考えられる。(Econ. Geol., 52, 1~4, 1957)

[阿部宏]

8051, 研磨面における金属鉍物の硬度 Nakhla, F. M.

不透明金属鉍物の研磨面に就き、顕微鏡下で Leitz 製 Durimet により Vikars 硬度を測定した。その場合硬度は次式で求められる。

$$HV (\text{kg/mm}^2) = \frac{1854.4 \times t}{d^2}$$

t は荷重 (gr.), d は凹所の対角線の長さ

(micron) である。実験では荷重を 25, 50, 100, 200 及び 300gr に変えて行つた。又 Talmage による方法では鉍石鉍物は軟いものから A, B, C 以下全部で 7 段階にわけられる。この両者を比較すると、硬度の順は必ずしも一致せず逆になるものがある。Vikars 硬度では 200~300gr の荷重の時の値が判定上有効であるが、荷重の小さい時は鉍物の方位の違いによる差が殆どなく、50gr を超えると顕著となる。

Talmage による硬度を便宜上 3 段階にわけ、A, B, C を軟、F 及び G を硬、D 及び E をその中間鉍物とすると、鉍石鉍物の 63% は軟、22% は中間、他が硬鉍物となる。概して周期率表の同じ群に属する元素の金属鉍物は硬度も近似する。又軟鉍物の割合は同じ群に属する元素の原子番号及び原子半径が大になるにつれ、増加する。これは硬度が結晶格子と関係し、原子半径が大になると、原子又はイオン間に作用する力がその距離の平方に逆比例するからである。

鉍石鉍物の組織に対しては、ex-solution tex., graphitic intergrowth, graphitic replacement tex. 等は硬度が同じ程度の鉍物間で示されるが、普通の交代作用では硬度のより高いものが、より低い鉍物に交代される。両者が同程度の時は互に交代作用を受ける。又硬度のより高い鉍物よりは、低い鉍物の方が先に交代される。Gilbert は硬度のより高い鉍物は、低いものより早期の晶出である事を指摘している。(Econ. Geol., 51, 811~827, 1956)

[鈴木]

石油 鉍床 学

8052, Persian Gulf 油帯の意義, Law, J.

Persian Gulf 堆積盆地は主として、イランの南西部、イラクの東部、湾岸地域のサウジ・アラビア並びにアラビア海沿岸の諸国に跨っている。その構成上からは、アラビア高原—湾岸地域—Kurdish. Zagros 山脈の SW~NE 断面上で 順次 Miocene, Oligocene~U. Cretaceous, M. Cretaceous~Permian の陸棚堆積物及び Orthogeosynclinal の堆積物からなっており (Pliocene 造構運動以前について)、現在は北東縁山地は中~古生代の褶曲山脈で構成されている。この湾岸地帯は衆知の如く膨大な油層を包蔵しているが、1955年末の確定量 126×10^7 バレルで世界の $2/3$ を占め、同年間の平均日産 3×10^6 バレルが約 600 の油井から産しており、1井につき平均 5000 バレルにも達している。又同年間で 21 の oil field らか産油しその過半はコーワイトの Burgan, サウジ・アラビアの Ghawar 及びイラクの Kirkuk 油田から産し、前 2者は 20×10^7 バレルの確定量を有する。こうした膨大な産油については勿論その質と環境と保存の点ですべてが好都合であつたことを意味しており、地質的な諸条件を検討してみても、大量の海成層、還元泥生成環境下の条件、層位的・構造的の trap、大規模の構造、油層岩及び 蓋岩の好適なること、不整合のないこと、等何れの点からも豊富な油の産出を裏附けるものである。またこの地域の油の $2/3$ は $34 \sim 38^\circ \text{API}$ で残りは 32°API (チグリス河地区)、この比重の近似性も、海成堆積物源のもので、埋没深度がかなりに達し、しかも過度の orogenic stress を蒙らないで、且つ天水の流通をうけない条件を意味しているものであろう。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41, 51~69, 1957) [加藤]

8053, Lithostratigraphy に於ける

要素 Wheeler, H. E., Mallory, V. S.

実際の、概念的の両方の立場から lithostratigraphic units として、次の 3 つが区別される。即ち垂直的に分離される units としては、group, formation, member などの、従来から、その層位上の位置に基いて用いられているもの。横変化によつて分離されるものとして lithofacies, 但し この場合の lithofacies という言葉は従来とも 屢々用いられていた垂直的に分離される lithofacies—それは概念的には 妥当性があるのだが—を含まず、stratigraphic interval から、統計的操作を施した岩質の横変化に基づき分離されるものである。水平及び垂直的に分離されるものとして lithosome, これは相異なる岩質から構成された一つ或いは、それ以上の岩体と相互に inter-tonguing している一つの lithostratigraphic body として定義され、従来は屢々“facies”と formation の両方に含まれていた。上述の 3つの lithostratigraphic unit を特に区別した理由は、夫々が概念的にも実体的にも相違のあること、従来これらの term の用い方は屢々お互いに概念的にも、命名的にも混乱を生じていて論理的でなかつたこと、これらの各々は他の二者のみでは十分に示されない堆積関係をよく説明すること等にある。又従来用いられている lithotope (Krumbein 及び Sloss, 1951) は概念的には二次元的なものである故三次元的な層位学上のものとしては不適当であり、これに対応する言葉として lithostrome が用いられる。これは本質的に均一か、或いは一様に不均一な岩質をも一つ一つ或いはそれ以上の beds から成り立つ lithostratigraphic layer として定義される。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 40, 2711~2723, 1956) [田口]

8054, Alberta 北中部の Precambrian の深部構造 Burwash, R. A.

西部カナダの Interior Plains の深部には近年の深掘井の資料により Canadian Shield と同様の Precambrian の存在が明かにされている。北部及び中部 Alberta の 100 個の深掘井について岩石学的な検討と、その中の 18 個の資料についての年代計算 (potassium-argon 法による) を行つた結果, Lat. 60°N , Long. 118°W から Lat. 52°N , Long. 110°W に延びる線を境として東西 2 つの province が区別された。前者は 17 億年代で、この北東部 Alberta は Churchill province の延びに相当し、その一般方向は NE~SW を示す。後者は 12~15 億年代で Peace River province と称し、弧状の延びを持ち北東部で NS, 中部で NW~SE を示す。前者は大体花崗片麻岩類からなり、後者の中部は主として片麻岩質のアダメライト及び花崗閃緑岩からなり、一般に基性の片岩を伴う。その周縁相はアルカリ花崗岩類からなる。Churchill province の北縁部は、Great Slave Lake の南岸に沿つて行われた aeromagnetic survey の結果から、その断層帯の延長方向で切られるものと考えられる。Peace River 造山帯は西部 Alberta 及び東部 British Columbia の Precambrian の堆積時には構造的に陸地帯で、これが既に 15 億年前の造山運動によりかなりの程度削剝されて、古生代の地層の堆積時には低い起伏の平原となり更に Cordilleran geosyncline に相当量の堆積物を供給したものと考えられる。(Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., **41**, 70~103, 1957) [加藤]

8055, 残留燃料油に於ける Vanadium の分光分析 Anderson, J. W., Hughes, H. K.

Vanadium を含む燃料油が燃焼して附着するスラッグは沈澱または金属の腐蝕の原因となる。又原油中の vanadium の存在は原油の起源と年代を考える手助けになる理由等から石油工業界ではポーログラフや比色法では化学的処理が伴つて、干渉による誤差も入るので直接的な分光分析法がとられた。内標準元素を決定するために moving plate method を用い Co と Ti を比較して Ti を採用した。分析すべき試料は注意深く灰化して、1% Ti を含む Si の粉末と混合し、一方標準試料として一定量の V を加えた NaCl, CaO 混合物に先の 1% Ti の Si 粉末を混じさらに graphite を加える。これらの粉末を炭素電極につめて直流弧光で発光させ分析する。分析線は V 2977.5Å/Ti 2956.1Å であり、分析の再現性は標準偏差で 4% であつた。又灰化の操作、分析の方法の実際について詳しくのべられている。V は灰化によつて失われず、燃料油中の 0.0004% より 0.045% の V が定量された。(Anal. Chem., **23**, 1358~1360, 1951) [阿部]

8056, 焰光光度測定の方法 Conrad, A. L., Johnson, W. C.

焰光を分光学的にしらべる方法で分光光度計によつて分析する。筆者等は光電池光電管を用いる技術の発達が進んできたので潤滑油に試みた。潤滑油中の Sr, Ca, Ba, Li, ナフテン酸の分析が Beckman 分光光度計によつて行われ、精度向上のための技術や、干渉線の影響を論じている。一時間あたり 30 箇の試料が分析されるので直接法中でも最も迅速手軽な方法である。但しこの焰光による方法はアルカリ、アルカリ土類元素の分析に適しているが、V, P 等はこの方法では分析できない欠点を有してゐる。(Anal. Chem., **22**, 1530~1532, 1950) [阿部]

昭和 33 年度 日本岩石鉱物鉱床学会役員候補者の推薦について 会則第 15 条により昭和 33 年度会長、幹事、評議員候補者の推薦を次の要領によつて受付けます。

1 役員候補者は正会員 5 名以上の連名により推薦されたものとする。

2 この推薦届出は 8 月 31 日迄に仙台市片平丁東北大学理学部内本会宛、書面を以つて送附されたい。

合同秋季講演会予告 既に本会誌第 2 号挿入記事で詳細をお知らせ致しましたが、本会及び日本鉱山地質学会、日本鉱物学会、北海道鉱山学会、北海道地学会の共催による合同秋季講演会を下記の次第で開催致します。ふるつて御参加下さい。

会 場 札幌市 北海道大学理学部及び工学部

会次第 昭和 32 年 9 月 28 日(土) 学術講演、市内見学(バス)

9 月 29 日(日) 同 上、同 上、懇親会

9 月 30 日(月) 同 上、手稲鉱山見学(バス)

本 会 役 員 (任期：昭和 32 年 12 月末日迄)

会 長 渡 辺 萬 次 郎

幹 事 石井 清彦 伊藤 貞市 鈴木 醇 高橋 純一
坪井 誠太郎

評議員 石川 俊夫 小野田匡高 大森 啓一 片山 信夫
兼子 勝 神山 貞二 河野 義礼 木下 亀城
久野 久 柴田 秀賢 柴田 莊三 須藤 俊男
末野 悌六 鈴木廉三九 滝本 清 竹内 常彦
津屋 弘達 富田 達 西沢章三郎 根本 忠寛
野田真三郎 原田 準平 堀越 義一 待場 勇
三原 栄 八木 健三 吉木 文平 吉村 豊文
渡辺 新六 渡辺 武男

昭和 32 年 5 月 20 日 印刷

昭和 32 年 6 月 1 日 発行

発行所 仙台市片平丁東北大学理学部内
日本岩石鉱物鉱床学会
〔電話仙台③ 1181 (内線 311)〕

編集兼発行者 大 森 啓 一

印刷所 仙台市堤通 27〔電話③ 2027〕
笹気出版印刷株式会社

印刷者 笹 気 幸 助

入会申込所 仙台市片平丁 東北大学理学部内 日本岩石鉱物鉱床学会

会費払込先 同 上〔振替仙台 8825 番〕

本会会費 一ヶ年分 500 円 (前納)

本誌定価 一 部 100 円 (会員外)

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS

Exsolution intergrowths of the Marmatite and the Cu-Fe-S system
minerals from Kyushu, Japan. (I)

..... T. Matsukuma and M. Miyahisa.

Some cordierite bearing rocks bordering the Horoman river in the south-
ern Hidaka metamorphic zone. H. Asai.

Gneisses at the Saruru river district in the Southern Hidaka metamor-
phic zone, Hokkaido. Y. Sotozaki.

On the ore deposits of Nu'manoue mine, Kitami province, Hokkaido
(Especially on the wall-rock alteration). H. Omura.

Notes and news.

Announcements from the Association.

Abstracts:

Mineralogy and crystallography. A phase-contrast microscopic study of
the surface structure of blende crystals, etc.

Petrology and volcanology. Contact phenomena from N. W. Jersey, G. I.
etc.

Sci. of metallic deposits. Intergrowths of pentrandite and pyrrhotite, etc.

Sci. of petroleum deposits. Reasons for Persian Gulf oil abundance, etc.

Published bimonthly by the Association in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tohoku University, Sendai, Japan.